



FACULTAD DE FARMACIA

Departamento de Edafología y Química Agrícola



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES

AGROBIOLÓGICAS DE GALICIA

Departamento de Bioquímica del Suelo

TESIS DOCTORAL

***Influencia de la temperatura y de la humedad
en la dinámica de la materia orgánica de los suelos de Galicia
y su relación con el cambio climático***

Santiago de Compostela, enero de 2009

María Elena Guntiñas Rodríguez

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. La modificación de la atmósfera terrestre desde el Fanerozoico y el establecimiento del ciclo del carbono terrestre	3
1.2. El ciclo global del carbono y su relación con el cambio climático	8
1.2.1. <i>Antecedentes</i>	8
1.2.2. <i>El sumidero terrestre de carbono</i>	10
1.2.3. <i>El sumidero oceánico del carbono</i>	14
1.2.4. <i>El uso del suelo y los cambios de uso</i>	18
1.2.5. <i>Previsiones futuras</i>	24
1.2.6. <i>Estrategias de manejo del CO₂ atmosférico</i>	29
1.3. Tendencia climática reciente en el mundo y previsiones futuras	30
1.3.1. <i>El calentamiento actual del planeta: modificaciones del clima</i>	30
1.3.2. <i>Evidencias del cambio climático sobre los ecosistemas naturales</i>	31
1.3.3. <i>Causas de las modificaciones del clima</i>	32
1.3.4. <i>Futuros cambios climáticos y sus impactos</i>	32
1.3.5. <i>Previsiones del Fourth Assessment Report para Europa</i>	33
1.3.6. <i>Tendencia climática reciente en España y previsiones futuras</i>	33
1.3.6.1. <i>Variación de la temperatura</i>	34
1.3.6.2. <i>Variación de la precipitación</i>	35
1.3.6.3. <i>Previsiones futuras</i>	35
1.3.7. <i>La influencia del cambio climático en Galicia: predicciones</i>	37
1.3.7.1. <i>Variación de las corrientes atmosféricas</i>	38
1.3.7.2. <i>Variación de los componentes del clima</i>	38
1.4. Efecto del cambio climático sobre los suelos	39
1.4.1. <i>Antecedentes</i>	39
1.4.2. <i>Efectos sobre la fisiología de las plantas</i>	40
1.4.3. <i>Efectos sobre la capa superficial del suelo</i>	48
1.4.4. <i>Efectos sobre la estructura del suelo</i>	48
1.4.5. <i>Efectos sobre las propiedades químicas del suelo</i>	50
1.4.6. <i>Efectos sobre la actividad biológica del suelo y la dinámica de las poblaciones microbianas</i>	51
1.4.7. <i>Efectos sobre la actividad enzimática del suelo</i>	56
1.5. Impacto de los procesos edáficos sobre el cambio climático	58
1.5.1. <i>Producción y emisión de óxido nitroso</i>	58
1.5.2. <i>Producción y emisión de metano</i>	59
1.5.3. <i>Producción y emisión de dióxido de carbono</i>	60
1.6. Modificaciones de los suelos en España como consecuencia del cambio climático	63
1.6.1. <i>Modificaciones que afectan a la materia orgánica</i>	63
1.7. Las diferentes aproximaciones utilizadas para estudiar la influencia del cambio climático sobre la actividad biológica del suelo	66
1.7.1. <i>Introducción</i>	66
1.7.2. <i>Estimaciones de los contenidos en materia orgánica del suelo bajo diferentes regímenes climáticos</i>	67
1.7.3. <i>Variación de los contenidos de la materia orgánica del suelo frente a los actuales gradientes climáticos</i>	67
1.7.4. <i>Tiempo de “turnover” de la materia orgánica del suelo, inferido a través de las relaciones de isótopos del carbono</i>	67

1.7.5. Medidas de la respiración del suelo “in situ”	68
1.7.6. Experimentos de calentamiento artificial del suelo	69
1.7.7. Cambio de posición de suelos	70
1.7.8. Incubaciones de laboratorio	70
1.8. Estudio detallado de la información proporcionada por las incubaciones de laboratorio para estudiar la influencia del cambio climático sobre los suelos.....	71
1.8.1. Efecto de la temperatura sobre la mineralización de la materia orgánica	71
1.8.2. Influencia de la humedad en la mineralización de la materia orgánica	76
1.8.3. Influencia conjunta de la temperatura y la humedad sobre la mineralización de la materia orgánica del suelo	81
1.8.4. Sensibilidad a la temperatura de la mineralización de la materia orgánica edáfica	81
2. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS.....	87
2.1. Justificación	89
2.2. Objetivos	91
3. MATERIAL	93
3.1. Suelos utilizados	95
3.1.1. Suelo Robledal	95
3.1.2. Suelo Prado	96
3.1.3. Suelo Cultivo-patata	97
4. MÉTODOS.....	99
4.1. Diseño de la experiencia	101
4.1.1. Recogida y preparación de las muestras de suelos	101
4.1.2. Temperaturas de incubación	102
4.1.3. Humedades de incubación	102
4.1.4. Seguimiento y control de las muestras a lo largo de la incubación	103
4.1.4.1. Control de la humedad	103
4.1.4.2. Control de las emisiones de CO ₂	104
4.1.4.3. Control de las formas de nitrógeno inorgánico	105
4.1.4.4. Control del pH y del Eh	105
4.1.5. Nomenclatura de las muestras	105
4.2. Análisis generales de los suelos	107
4.2.1. pH	107
4.2.2. Eh	107
4.2.3. Carbono total	107
4.2.4. Nitrógeno total	107
4.2.5. Análisis granulométrico	108
4.2.6. Determinación de hierro y aluminio amorfos y ligados a la materia orgánica.....	108
4.2.7. Fósforo extraíble	109
4.2.8. Agua retenida	109
4.2.9. Complejo de cambio	109

4.3. Análisis de las propiedades relacionadas con la materia orgánica.....	110
4.3.1. <i>Actividades enzimáticas</i>	110
4.3.2. <i>Determinación de carbohidratos solubles</i>	111
4.3.3. <i>Determinación de la materia orgánica oxidable con permanganato potásico</i>	111
4.3.4. <i>Caracterización de las sustancias húmicas</i>	112
4.3.4.1. Extracción y purificación	112
4.3.4.2. Análisis elemental de los ácidos húmicos	112
4.3.4.3. Espectroscopia de Resonancia Magnético Nuclear	112
4.3.4.4. Espectroscopia visible de los ácidos húmicos	113
4.4. Propiedades determinadas durante la incubación de los suelos.....	113
4.4.1. <i>Humedad del suelo</i>	113
4.4.2. <i>Valoración del CO₂ desprendido</i>	113
4.4.3. <i>Cuantificación de las formas de nitrógeno inorgánico</i>	115
5. RESULTADOS	123
5.1. Los suelos utilizados: datos analíticos y características de la materia orgánica	125
5.1.1. <i>Propiedades generales</i>	125
5.1.2. <i>Características de la materia orgánica</i>	129
5.1.3. <i>Composición de los ácidos húmicos: análisis químico y espectral</i>	130
5.2. Emisión de CO₂ por los suelos, bajo distintas condiciones de humedad y temperatura: velocidades de emisión y emisión acumulada	132
5.2.1. <i>Suelo Robledal</i>	133
5.2.1.1. Velocidad de respiración a las diferentes temperaturas	133
5.2.1.2. Emisión acumulada de CO ₂ a las distintas temperaturas	139
5.2.1.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO ₂	146
5.2.2. <i>Suelo Prado</i>	149
5.2.2.1. Velocidad de respiración a las diferentes temperaturas	150
5.2.2.2. Emisión acumulada de CO ₂ a las distintas temperaturas	154
5.2.2.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO ₂	159
5.2.3. <i>Suelo Cultivo-patata</i>	161
5.2.3.1. Velocidad de respiración a las diferentes temperaturas	161
5.2.3.2. Emisión acumulada de CO ₂ a las diferentes temperaturas	166
5.2.3.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO ₂	171
5.2.4. <i>Estudio comparado de los tres suelos</i>	171
5.3. Estudio detallado de la influencia de la humedad en la respiración de los suelos	174
5.3.1. <i>Suelo Robledal</i>	175
5.3.1.1. A períodos cortos de incubación (7 días)	175
5.3.1.2. A las dos semanas de incubación	176
5.3.1.3. A períodos largos de incubación (42 días)	177
5.3.2. <i>Suelo Prado</i>	179
5.3.2.1. A períodos cortos de incubación (7 días)	179
5.3.2.2. A las dos semanas de incubación	179
5.3.2.3. A períodos largos de incubación (43 días)	180
5.3.3. <i>Suelo Cultivo-patata</i>	181
5.3.3.1. A períodos cortos de incubación (7 días)	181
5.3.3.2. A las dos semanas de incubación	183
5.3.3.3. A períodos largos de incubación (43 días)	183
5.4. Estudio detallado de la influencia de la temperatura en la respiración de los suelos.....	184
5.4.1. <i>Introducción</i>	184
5.4.2. <i>Suelo Robledal</i>	185
5.4.2.1. A los 7 días de incubación	185
5.4.2.2. A los 28 días de incubación	186

5.4.2.3. A los 42 días de incubación	187
5.4.3. Suelo Prado	189
5.4.3.1. A los 7 días de incubación	189
5.4.3.2. A los 29 días de incubación	190
5.4.3.3. A los 43 días de incubación	191
5.4.4. Suelo Cultivo-patata	193
5.4.4.1. A los 7 días de incubación	193
5.4.4.2. A los 29 días de incubación	194
5.4.4.3. A los 43 días de incubación	195
 5.5. Modelos matemáticos para describir la influencia de la humedad sobre la respiración de los suelos (condiciones aeróbicas)	 197
5.5.1. Introducción	197
5.5.2. Función polinómica de grado uno: $R = a + b H$	197
5.5.2.1. Suelo Robledal	198
5.5.2.2. Suelo Prado	202
5.5.2.3. Suelo Cultivo-patata	206
5.5.3. Función compuesta: $R = a + b \log H$	210
5.5.3.1. Suelo Robledal	210
5.5.3.2. Suelo Prado	215
5.5.3.3. Suelo Cultivo-patata	220
5.5.4. Función cuadrática incompleta: $R = a + c H^2$ (parábola de vértice 0, a)	225
5.5.4.1. Suelo Robledal	225
5.5.4.2. Suelo Prado	230
5.5.4.3. Suelo Cultivo-patata	235
5.5.5. Función cuadrática completa: $R = a + b H + c H^2$ (parábola de vértice H_v, R_v)	240
5.5.5.1. Suelo Robledal	242
5.5.5.2. Suelo Prado	248
 5.6. Modelos matemáticos para describir la influencia de la temperatura sobre la respiración de los suelos (condiciones aeróbicas)	 257
5.6.1. Introducción	257
5.6.2. Ecuación de Van't Hoff	259
5.6.2.1. Suelo Robledal	259
5.6.2.2. Suelo Prado	261
5.6.2.3. Suelo Cultivo-patata	264
5.6.2.4. Resumen	266
5.6.3. Ecuación de Lloyd y Taylor	266
5.6.3.1. Suelo Robledal	267
5.6.3.2. Suelo Prado	268
5.6.3.3. Suelo Cultivo-patata	269
5.6.3.4. Comparación entre los suelos	271
 5.7. Modelos de la emisión del CO₂ en función de la temperatura, humedad y tiempo de incubación (condiciones aeróbicas)	 272
5.7.1. Introducción	272
5.7.2. Modelos explicativos. El modelo máximo	272
5.7.2.1. Determinación del modelo máximo	275
5.7.2.2. Modelo máximo para el suelo Robledal	276
5.7.2.3. Modelo máximo para el suelo Prado	284
5.7.2.4. Modelo máximo para el suelo Cultivo-patata	285
5.7.2.5. Resumen del modelo máximo para los tres suelos	286
5.7.2.6. Estudio de la colinealidad entre las variables del modelo máximo	287
5.7.3. El mejor modelo predictivo	289
5.7.3.1. Condiciones del modelo	289
5.7.3.2. Suelo Robledal	289
5.7.3.3. Suelo Prado	292
5.7.3.4. Suelo Cultivo-patata	294
5.7.3.5. Resumen	296
5.7.4. El mejor modelo estimativo	297
5.7.4.1. Condiciones del modelo	297
5.7.4.2. Suelo Robledal	297
5.7.4.3. Suelo Prado	299

5.7.4.4. Suelo Cultivo-patata	301
5.7.5. El modelo más sencillo ($R = z + a_1 DTH$)	304
5.7.5.1. Introducción	304
5.7.5.2. Análisis para los tres suelos	304
5.7.6. Otros modelos	308
5.7.6.1. Consideraciones previas	308
5.7.6.2. Análisis para los tres suelos	308
5.8. Comportamiento y emisión de CO₂ por los suelos a humedades superiores a capacidad de campo	312
5.8.1. Introducción	312
5.8.2. Suelo Robledal	316
5.8.2.1. Variación del pH	316
5.8.2.2. Variación del Eh	318
5.8.2.3. Relación Eh/pH	321
5.8.2.4. Velocidad de respiración	324
5.8.3. Suelo Prado	330
5.8.3.1. Variación del pH	330
5.8.3.2. Variación del Eh	332
5.8.3.3. Relación Eh/pH	336
5.8.3.4. Velocidad de respiración	340
5.8.4. Suelo Cultivo-patata	346
5.8.4.1. Variación del pH	346
5.8.4.2. Variación del Eh	348
5.8.4.3. Relación Eh/pH	352
5.8.4.4. Velocidad de respiración	357
5.9. Modelos de la emisión del CO₂ por los suelos a humedades superiores a capacidad de campo	362
5.9.1. Ecuación de Van't Hoff	362
5.9.1.1. Suelo Robledal	362
5.9.1.2. Suelo Prado	366
5.9.1.3. Suelo Cultivo-patata	369
5.9.2. Ecuación de Lloyd y Taylor	372
5.9.2.1. Suelo Robledal	372
5.9.2.2. Suelo Prado	374
5.9.2.3. Suelo Cultivo-patata	376
5.9.3. Comparación entre los tres suelos a la humedad del 160% de la capacidad de campo	378
5.10. Mineralización del nitrógeno, y distribución del nitrógeno mineralizado entre las diferentes formas de nitrógeno inorgánico, bajo diferentes condiciones de humedad y de temperatura.....	379
5.10.1. Introducción	379
5.10.2. Suelo Robledal	380
5.10.2.1. Humedad del 39%	380
5.10.2.2. Humedad del 65%	385
5.10.2.3. Humedad del 80%	388
5.10.2.4. Humedad del 100%	391
5.10.2.5. Humedad del 160%	395
5.10.3. Suelo Prado	398
5.10.3.1. Humedad del 40%	398
5.10.3.2. Humedad del 65%	400
5.10.3.3. Humedad del 80%	408
5.10.3.4. Humedad del 100%	412
5.10.3.5. Humedad del 160%	417
5.10.4. Suelo Cultivo-patata	423
5.10.4.1. Humedad del 60%	423
5.10.4.2. Humedad del 80%	428
5.10.4.3. Humedad del 100%	431
5.10.4.4. Humedad del 120%	434
5.10.4.5. Humedad del 160%	438

5.11. Modelos matemáticos para describir la influencia de la humedad sobre la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos (condiciones aeróbicas).....	443
5.11.1. Introducción	443
5.11.2. Función polinómica de grado uno: $N_{min} = a + b H$	443
5.11.2.1. Suelo Robledal.....	443
5.11.2.2. Suelo Prado	447
5.11.2.3. Suelo Cultivo-patata	450
5.11.2.4. Comparación entre los tres suelos	454
5.11.3. Función compuesta: $N_{min} = a + b \log H$	456
5.11.3.1. Suelo Robledal	456
5.11.3.2. Suelo Prado	460
5.11.3.3. Suelo Cultivo-patata	463
5.11.3.4. Comparación entre los tres suelos	467
5.11.4. Función cuadrática incompleta: $N_{min} = a + c H^2$ (parábola de vértice 0, a).....	468
5.11.4.1. Suelo Robledal	469
5.11.4.2. Suelo Prado	473
5.11.4.3. Suelo Cultivo-patata	476
5.11.4.4. Comparación entre los tres suelos	480
5.11.5. Función cuadrática completa: $N_{min} = a + b H + c H^2$ (parábola de vértice H_v , N_{min_v})	482
5.11.5.1. Introducción	482
5.11.5.2. Suelo Robledal	483
5.11.5.3. Suelo Prado	493
5.12. Modelos matemáticos para describir la influencia de la temperatura sobre la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos (condiciones aeróbicas).....	507
5.12.1. Introducción	507
5.12.2. Ecuación de Van't Hoff	508
5.12.2.1. Suelo Robledal	508
5.12.2.2. Suelo Prado	512
5.12.2.3. Suelo Cultivo-patata	514
5.12.2.4. Comparación entre los tres suelos	517
5.12.3. Ecuación de Lloyd y Taylor	520
5.12.3.1. Suelo Robledal	521
5.12.3.2. Suelo Prado	523
5.12.3.3. Suelo Cultivo-patata	525
5.12.3.4. Comparación entre los tres suelos	527
5.13. Modelos de la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos en función de la temperatura, humedad y tiempo de incubación (condiciones aeróbicas).....	527
5.13.1. Modelos seleccionados. Bondad de los ajustes	527
5.13.2. Nitrógeno total inorgánico ($N-N_{inorg.}$)	529
5.13.2.1. Modelo máximo (modelo 1)	529
5.13.2.2. Modelo $N_{min} = a + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)	534
5.13.2.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)	537
5.13.2.4. Modelo $N_{min} = z + a_1 DHe^T$ (modelo 4)	538
5.13.2.5. Parsimonia del modelo máximo	539
5.13.3. Formas amoniacales	550
5.13.3.1. Modelo máximo (modelo 1)	551
5.13.3.2. Modelo $N_{min} = a + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)	554
5.13.3.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)	558
5.13.3.4. Modelo $N_{min} = z + a_1 DHe^T$ (modelo 4)	560
5.13.3.5. Parsimonia del modelo máximo	561
5.13.4. Formas nitratos	567
5.13.4.1. Modelo máximo (modelo 1)	567
5.13.4.2. Modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)	571
5.13.4.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)	572
5.13.4.4. Modelo $N_{min} = z + a_1 DHe^T$ (modelo 4)	573
5.13.4.5. Parsimonia del modelo máximo	573

5.14. Modelos para las formas de nitrógeno en función de la temperatura para los suelos con humedades superiores o iguales a la capacidad de campo.....	580
5.14.1. <i>Introducción</i>	580
5.14.2. <i>Ecuación de Van't Hoff</i>	580
5.14.2.1. Suelo Robledal	580
5.14.2.2. Suelo Prado	583
5.14.2.3. Suelo Cultivo-patata	585
5.14.2.4. Comparación entre los tres suelos	589
6. DISCUSIÓN	591
6.1. Comportamiento de los suelos en condiciones aeróbicas	593
6.1.1. <i>Emisión de CO₂</i>	593
6.1.1.1. Aspectos generales sobre el comportamiento de los suelos	593
6.1.1.2. Influencia de la temperatura en la emisión de CO ₂	602
6.1.1.2.1. Información que aporta la variación de Q ₁₀	602
6.1.1.2.2. Información que aporta la variación de E ₀	605
6.1.1.2.3. Modelos que tienen en cuenta el contenido en C del suelo	607
6.1.1.3. Influencia de la humedad en la emisión	615
6.1.1.4. Interacción temperatura-humedad-tiempo de incubación.....	623
6.1.1.5. Simulación del cambio climático sobre la emisión de CO ₂ por los suelos gallegos.....	626
6.1.1.6. Información proporcionada por otras aproximaciones	629
6.1.2. <i>Dinámica del nitrógeno inorgánico</i>	630
6.1.2.1. Mineralización neta del nitrógeno	630
6.1.2.1.1. Aspectos generales	630
6.1.2.1.2. Evaluación del nitrógeno potencialmente mineralizable.....	630
6.1.2.1.3. Velocidades de mineralización	632
6.1.2.2. Influencia de la temperatura sobre la mineralización neta del nitrógeno.....	634
6.1.2.3. Influencia de la humedad sobre la mineralización neta del nitrógeno	637
6.1.2.4. Interacción temperatura-humedad sobre la mineralización neta del nitrógeno.....	640
6.1.3. <i>Evolución de las formas de nitrógeno inorgánico</i>	644
6.1.3.1. Introducción.....	644
6.1.3.2. Formas amoniacales.....	644
6.1.3.3. Formas nitrito + nitrato.....	648
6.1.3.4. Resumen	652
6.2. Comportamiento de los suelos bajo condiciones anaeróbicas.....	653
6.2.1. <i>Cambios físico-químicos de los suelos</i>	653
6.2.2. <i>Emisión del CO₂</i>	659
6.2.3. <i>Dinámica de las formas de nitrógeno inorgánico</i>	665
6.2.4. <i>Resumen</i>	667
7. CONCLUSIONES	669
8. BIBLIOGRAFÍA	675

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. La modificación de la atmósfera terrestre desde el Fanerozoico y el establecimiento del ciclo del carbono terrestre

En general suele indicarse que la atmósfera de la Tierra ha cambiado desde hace 3 billones de años desde una atmósfera caliente, rica en CO₂ y baja en O₂ a una atmósfera comparativamente baja en CO₂ y comparativamente alta en O₂, tal como la actual, que permite un clima más adecuado para el desarrollo de la vida. Considerando la evolución de la atmósfera a través de los tiempos geológicos hay un claro acuerdo en que los organismos fotosintéticos han afectado a la concentración de oxígeno atmosférico a partir del Precámbrico. Incluso se admite, aunque no haya consenso sobre cuando el oxígeno alcanzó su actual nivel en la atmósfera, que variaciones amplias del nivel de O₂ no fueron posibles más que a partir del Fanerozoico. Pero los controles orgánicos y otros controles sobre el CO₂ atmosférico y sobre la relación CO₂:O₂ a través de los tiempos geológicos han sido tema de una considerable discusión y, a veces, de considerables diferencias de opinión atribuyendo amplias fluctuaciones en el nivel de CO₂ atmosférico que difieren enormemente del actual nivel de CO₂. El actual curso de estos cambios y las causas para las fluctuaciones potenciales del CO₂ son el sujeto de muchos modelos. La mayor parte de los mismos atribuyen diferente importancia relativa a los procesos abióticos geológicos, a los procesos geoquímicos y a los procesos biológicos a la hora de simular los cambios en la concentración del CO₂ atmosférico y de la temperatura de la superficie de la tierra a lo largo del tiempo.

Para el futuro inmediato, la predicción de un calentamiento global asociado con un alto contenido en CO₂ atmosférico ha generado un interés creciente en la composición de la atmósfera y en los cambios de esta composición, especialmente sobre los cambios inducidos por el hombre y relacionados con la liberación a la atmósfera del carbono secuestrado, en combustibles fósiles fundamentalmente (Gates et al., 1983; Trabalka y Reichle, 1986; Schlesinger, 1991; Woodwell y Mackenzie, 1995; Shine y Forster 1999). Para los últimos 200.000 años, los registros de hielo fósil indican una elevada correlación entre los contenidos atmosféricos de CO₂, CH₄ y N₂O y los ciclos de enfriamiento y calentamiento terrestre. Raymo et al. (1998) proporcionan evidencias adicionales, a partir del registro sedimentario marino, de que la asociación entre cambio climático y concentración de CO₂ en la atmósfera se produce desde el inicio del Pleistoceno. Estas correlaciones, sin embargo, no tienen por qué revelar necesariamente una situación de causa-efecto y está claro que el conocimiento de las implicaciones bióticas en el sistema climático global está limitado por la falta de datos para muchas variables (Trabalka y Reichle, 1986; Woodwell y Mackenzie, 1995; Shine y Forster, 1999).

Se produce, además, una situación aparentemente paradójica (Schlesinger, 1991; Robinson et al., 1998) y que es que muchos investigadores no aceptan que el incremento de CO₂ durante el pasado siglo haya conducido a un incremento de la temperatura, a pesar

de la clara evidencia para el aumento significativo del CO₂ atmosférico durante ese período. De acuerdo con Robinson et al. (1998), la temperatura media global actualmente ha descendido ligeramente, aunque ésta no sea la percepción mayoritaria entre investigadores y ciudadanos (Sigman y Boyle, 2000). Broecker (1999) sugiere que la aparente falta de correlación entre el CO₂ atmosférico y el calentamiento global del pasado más inmediato es la consecuencia de un evento de enfriamiento natural (“La Pequeña Edad del Hielo”) que frenó de manera temporal el calentamiento previsto. Pero, después de revisar datos históricos de los últimos siglos el anterior autor concluye que es todavía demasiado pronto para dar como cierta la correlación entre aumento del CO₂ atmosférico y el incremento de temperaturas, aunque se inclina por aceptar la existencia de tal relación. También ha sugerido este autor (Broecker, 1997) que los cambios del gradiente climático durante el Cuaternario han sido muy rápidos y que las modificaciones de ese gradiente generaron interacciones que implicaron cambios de la circulación oceánica y adiciones y sustracciones de vapor de agua, sobre todo en los trópicos; en otras palabras, la evidencia de que muchos cambios climáticos no aparezcan ligados a la concentración del CO₂ atmosférico podría indicar que éste no fue el gas invernadero más importante durante el pasado reciente.

Otros autores han sugerido una variedad de factores interrelacionados durante ese pasado reciente, equivalente a la Pequeña Edad del Hielo en términos de efectos temporales, que podrían haber complicado la correlación esperada entre temperatura y CO₂ atmosférico.

Smith y Shugart (1993) indican que los cambios en vegetación y tipo de uso de suelo que producen una liberación neta de CO₂ podrían haber sido más rápidos que los cambios que resultan en un incremento neto del almacenamiento del carbón terrestre. En un clima perturbado, estos autores indican que tal cambio climático “transitorio” podría significar que el sistema terrestre suelo/vegetación podría ser una fuente significativa y neta de carbono/CO₂ a la atmósfera en los primeros 50-100 años que siguen al momento del inicio del calentamiento del clima, incrementando significativamente la concentración de CO₂ atmosférico hasta un tercio del nivel actual. Oechel et al (1993) indican que el cambio climático en el siglo pasado podría ser sólo una parte de una variación climática normal, que hubiera afectado de una manera significativa al actual flujo de carbono de los ecosistemas de tundra árticos, convirtiéndolos en las mayores fuentes de CO₂ atmosférico debido a la gran cantidad de materia orgánica muerta almacenada. Nadelhorffer et al. (1999) enfatizan que el nitrógeno atmosférico pudo haber tenido un importante efecto en esta transformación de los ecosistemas boreales de sumideros a fuentes de CO₂. Indermuhle et al. (1999) sugieren, a partir de los análisis del gas contenido en el hielo del Antártico, que: “... las variaciones atmosféricas durante el Holoceno fueron gobernadas por una combinación de crecimiento y descomposición de la biomasa terrestre (que ocurrieron entre $11-7 \times 10^3$ años BP) y por un incremento de la temperatura del mar de alrededor de 0,5 °C entre $9-6 \times 10^3$ años BP. Además, el lento re-equilibrio entre los sistemas oceánicos y sedimentarios generados durante la transición glacial-interglacial

podría también haber influido en dichas variaciones...". Raich y Schlesinger (1992) indican que la respiración del suelo podría haber afectado también a los niveles de CO₂ atmosférico al existir una correlación positiva entre una mayor velocidad de respiración edáfica, y una creciente acumulación de gases invernadero, con la temperatura global. Estos autores indican la existencia de una clara correlación positiva entre la velocidad media anual de respiración edáfica y la media anual de productividad primaria neta, pero indican que la velocidad a la que el CO₂ se desplaza desde el suelo hacia la atmósfera está influenciada por una serie de factores físicos, lo que supone una considerable variación entre las velocidades de respiración de los principales biomas vegetales, tanto en la actualidad como en el pasado. Stephens y Keeling (2000) sugieren que los cambios de extensión del hielo del Antártico podrían afectar a los niveles de CO₂ atmosférico. No hay que olvidar, por otra parte, el efecto de otros factores de difícil predicción tal como el progresivo incremento de la luminosidad del sol, que a lo largo de la historia de La Tierra se ha estimado en cerca de un 30% (Walker et al., 1981).

Si se acepta la existencia de una dependencia entre alteración climática, temperatura y CO₂ atmosférico (Brady y Zachara, 1996; Caldeira y Kasting, 1992), un descenso en la luminosidad del sol y, por tanto, un descenso potencialmente correspondiente en la temperatura media global, durante la historia temprana de la Tierra serían compensados por un correspondiente descenso en la velocidad de alteración de los silicatos, lo que implica más emisión de CO₂ a la atmósfera, que a su vez neutralizaría el descenso de temperatura provocada por la menor luminosidad. En este aspecto, el mecanismo *feedback* entre alteración de los silicatos y CO₂ atmosférico, que se consumiría o se incrementaría en función del nivel de alteración química, resistiría tanto los grandes aumentos como los descensos de la temperatura global y ayudaría a mantener las temperaturas superficiales estables a largo plazo.

Se considera que la historia de la composición atmosférica terrestre durante el Fanerozoico es esencial para predecir la temperatura superficial y el clima de la Tierra (Boucot y Gray, 2001). El contenido de CO₂ atmosférico es especialmente importante debido al papel atribuido a su acumulación como un factor principal en el calentamiento global, es decir, como el principal gas invernadero que ayuda a controlar la temperatura de la superficie de la Tierra. De acuerdo con la hipótesis del calentamiento global, cuando el CO₂ atmosférico sea alto, las temperaturas de la superficie tenderán a aumentar y cuando el CO₂ atmosférico sea bajo, las temperaturas de la superficie disminuirán (Robinson et al., 1998; Schlesinger, 1991). Las correlaciones predichas entre CO₂ atmosférico y la temperatura superficial están basadas en el hecho que el CO₂ atmosférico absorbe y previene o disminuye la salida hacia el espacio de la radiación térmica infrarroja terrestre y esta energía radiante es re-radiada hacia la Tierra, calentando la superficie.

Aunque únicamente existen medidas directas del CO₂ atmosférico en los tiempos más recientes, se puede ampliar este registro con los datos de las burbujas de aire atrapadas dentro del hielo glacial. El calentamiento global durante los últimos 160.000 años se ha asociado con un incremento del CO₂ y del CH₄ en la atmósfera (Stauffer et al., 1998), y el

enfriamiento climático con una disminución del CO₂ y del CH₄. Woodwell et al. (1995) indican que durante ese período de tiempo un aumento de 1 °C en la temperatura produjo un incremento de alrededor de 7,5 ppm de CO₂ o, lo que es lo mismo, un incremento de carbono en la atmósfera equivalente a 10¹⁵ gramos. Oeschger y Stauffer (1986) han indicado la existencia de una serie de problemas (tanto naturales como técnicos) en la determinación de la composición de la atmósfera a partir del análisis de las burbujas de aire del hielo glacial, pero concluyen que esa aproximación es creíble, y sugieren que a pesar de esos problemas potenciales, los datos climáticos preservados en el registro geológico y relacionados con una amplia variedad de aproximaciones físicas y biológicas proporcionan los mejores medios para investigar cambios en la concentración atmosférica a lo largo del tiempo y su papel en el control del clima global. Sigman y Boyle (2000) han proporcionado un excelente resumen de los datos de CO₂ en el hielo a pesar de las dificultades que esos datos representan para intentar conocer el ciclo global del carbono.

El metano es otro de los gases invernadero importantes. Hoy en día es un componente menor de la atmósfera, pero investigaciones recientes sobre la liberación potencial de metano desde el fondo del océano le ha hecho tomar un papel importante. Schutz et al. (1990) han revisado el papel del metano en el medioambiente moderno. El metano se produce fundamentalmente por la descomposición anaeróbica de la materia orgánica en medios relativamente anaeróbicos (pantanos y turberas) así como a partir de la contribución (cuantitativamente menos importante que la anterior fuente) de las excreciones de organismos, desde termitas hasta el hombre y animales domésticos. Una cantidad todavía menor procede de los gases volcánicos. El metano se consume en regiones áridas o semi-áridas dentro del suelo (Striegl et al., 1992), que probablemente sea un importante sumidero para este gas, particularmente durante los intervalos de amplia aridez. Schutz et al. (1990) sugieren que el metano explica aproximadamente el 20% del calentamiento global invernadero durante el pasado siglo. Sin embargo, el metano similarmente al CO₂, no puede medirse directamente por medio de muestras obtenidas de períodos de tiempo más antiguos. Sin embargo, se puede admitir que cuando dominaban sobre la superficie de la Tierra pantanos y zonas húmedas, se podría haber producido más metano que en el caso de aquellas épocas en las que la Tierra sufría aridez. En otras palabras, las épocas de formación del carbón han tenido que ser más cálidas que las épocas en las que esta formación no ha sido posible. No obstante lo anterior, hay escasa correlación entre gradientes climáticos globales y formación del carbón, lo que ha llevado a sugerir que la liberación de hidratos de metano sólidos a partir de sedimentos del talud continental podría ser el responsable de los pulsos de metano que han añadido considerable carbono a la atmósfera de forma repentina y que han actuado como un gas invernadero antes de cualquier intervención humana (Norris y Rol, 1999; Kennett et al., 2000).

La transferencia de carbono (tanto de CO₂ como de carbono orgánico e inorgánico) entre la biosfera, litosfera, océanos y atmósfera, constituye el ciclo del carbono (Sigman y Boyle, 2000). El ciclo del carbono depende de las interrelaciones entre una serie de sumideros y fuentes y opera tanto a corto como a largo plazo de tiempo. La relativa

importancia entre fuentes y sumideros es la que controla la concentración del CO₂ atmosférico. No hay consenso sobre que fuentes o sumideros son los más importantes y en algunos casos existe la misma discusión sobre los mecanismos que adicionan o sustraen carbono.

Los modelos de evolución y de composición de la atmósfera intentan poner en claro las muchas variables que afectan a este ciclo y la escala de tiempo en la que estas transferencias han actuado a lo largo de la historia de la Tierra. Algunas de esas variables se refieren a las fuentes potenciales de CO₂ atmosférico, otras se centran en los sumideros potenciales. Fuentes y sumideros actúan tanto a corto como a largo plazo, pero tal como han indicado Brady y Carroll (1994) para predecir las variaciones en el CO₂ atmosférico es esencial identificar correctamente las fuentes y los sumideros.

Las fuentes de CO₂ proporcionan entradas positivas en el ciclo del carbono, esto es, entradas adicionales de CO₂ gaseoso. Antes de la época industrial, las fuentes que introducían, o reciclaban, el CO₂ en la atmósfera eran la emanación de gases volcánicos, la oxidación superficial de la materia orgánica del suelo y de la presente en las rocas sedimentarias, la oxidación de plantas contemporáneas (incluyendo tanto los autótrofos inferiores como las plantas vasculares) y de restos de animales, la disolución de calizas y dolomías en aguas marinas y continentales, las transformaciones metamórficas y magmáticas de las rocas carbonatadas (descarbonatación metamórfica, Volk, 1989, en la que el CO₂ alcanza la superficie disuelto en agua bajo presión) y el metamorfismo de materiales orgánicos que produce CO₂, así como CO y CH₄.

Los sumideros de CO₂ actúan eliminando el CO₂ gaseoso. La alteración de los silicatos cálcicos y magnésicos en las rocas de áreas continentales y la transferencia del calcio y magnesio resultante a través de las aguas continentales a los océanos y lagos, con la subsiguiente precipitación de carbonatos de calcio y magnesio bajo la forma de calizas y dolomías, gracias al CO₂ disuelto en las aguas, constituye el principal sumidero. Este sumidero transfiere CO₂ desde la atmósfera-océano a las rocas carbonatadas. La fotosíntesis por organismos autótrofos marinos y no marinos, con el consiguiente secuestro de CO₂, el secuestro de la materia orgánica en sedimentos, rocas sedimentarias y en suelos, y el potencial de la alteración oceánica de los basaltos de las dorsales oceánicas para proporcionar iones calcio que pudieran re-precipitar como carbonatos forman todos ellos un amplio sumidero potencial de carbono.

Muchos modelos de calentamiento global buscan encontrar una correlación entre el cambio climático global a través del tiempo geológico y la intensidad de la alteración química de las rocas silicatadas continentales ya que el CO₂ atmosférico se consume durante la disolución del silicato, lo que a su vez afecta al clima global. En otras palabras, la velocidad de alteración de los silicatos juega un importante papel “dictando” los incrementos y descensos en el CO₂ atmosférico a lo largo del tiempo y además, esta misma velocidad juega un importante papel tamponando la cantidad de CO₂ atmosférico (Dorn y Brady, 1995). Por tanto, cualquier factor físico o biótico que altere la cantidad o ritmo de

alteración de los silicatos (tales como tamaño de grano, relieve, altitud de las masas de rocas, precipitación total, humedad, temperatura y vegetación) podrá en última instancia afectar la deposición de carbonatos de calcio y magnesio en el ámbito marino y continental, así como alterar la significación particular de los sumideros orgánicos e inorgánicos.

El volumen de carbonatos de calcio y magnesio puede dar alguna estimación de los fenómenos de alteración ya que es la alteración de las rocas silicatadas la que procura los cationes necesarios para la precipitación de estas rocas carbonatadas. El incremento en las velocidades de disolución de los silicatos de calcio y magnesio conduce a un incremento en la precipitación de los carbonatos de estos iones, que disminuye el CO₂ atmosférico, eliminando la parte de este gastada en la precipitación. Una disminución del CO₂ atmosférico conduce a una disminución de las temperaturas globales superficiales.

Algunos autores han examinado el papel de la alteración a baja temperatura del fondo oceánico como una fuente principal de iones calcio y un sumidero para el carbono tanto disuelto en la atmósfera como en el agua del mar (Caldeira, 1995; Francois y Walter, 1992, Brady y Gislason, 1997), aunque no hay consenso sobre la importancia de este proceso en relación a la alteración de rocas continentales. El problema fundamental es que los experimentos de laboratorio realizados sobre disolución del basalto a diferentes temperaturas combinados con las suposiciones sobre la temperatura del fondo del océano no proporcionan soluciones únicas, por lo que la importancia relativa de este mecanismo en el ciclo del carbono permanece todavía incierta.

1.2. El ciclo global del carbono y su relación con el cambio climático

1.2.1. Antecedentes

El estudio del ciclo del carbono, en relación al cambio climático, afecta fundamentalmente a tres importantes puntos. El primero es la distribución natural del carbono entre sus reservorios móviles (océano, atmósfera y biosfera terrestre y edáfica), distribución que a su vez ha sido influenciada por el cambio climático. El segundo punto es la distribución de combustibles fósiles dentro de esos mismos tres reservorios y el conocimiento de propuestas que prevengan la emisión o faciliten el secuestro de carbono a través de nuevas tecnologías. El tercer tema se refiere a la transferencia del carbono entre la biosfera terrestre y la atmósfera inducida por actividades humanas tales como la deforestación y reforestación, el manejo de suelos agrícolas y el efecto que tendrían los cambios, generados por dicha acción humana, en la química de la atmósfera y en el clima sobre la modificación de esas tasas de transferencia (Sarmiento et al., 1999).

Los cambios históricos en el ciclo del carbono están reflejados claramente en los testigos de hielo polar y en los registros isotópicos, pruebas que también sirven para poner en evidencia los cambios provocados por las emisiones antropógenas de CO₂ (Reynaud et

al., 1993). Actualmente, la concentración media de CO₂ en la atmósfera es de 365 ppm, mucho más elevada de lo que ha sido durante cientos de miles de años. Las concentraciones atmosféricas han permanecido prácticamente estables, entre 270-290 ppm, durante los últimos milenios, pero han aumentado bruscamente hasta su actual nivel durante la segunda mitad del siglo XX. Este incremento es coincidente con el fuerte aumento de quema de combustibles fósiles durante ese período.

El incremento moderno de la concentración de CO₂ atmosférico se conoce de manera más o menos segura tanto a través de medidas directas como a través del aire almacenado en el hielo como en el *firm* (Battle et al., 1996, Etheridge et al., 1996). El IPCC ha resumido recientemente el estado del conocimiento científico en esa área (Schimel et al., 1995). Durante la década de los 80 el incremento del CO₂ en la atmósfera fue de $3,3 \pm 0,2$ billones de toneladas métricas (Gigatons) de carbono por año. Dado que el volumen de emisiones de CO₂ procedente de combustibles fósiles ha sido de $5,5 \pm 0,5$ Gt C/año durante ese mismo período (Marland et al., 1994) es evidente que en promedio una gran parte del CO₂ emitido no permanece en la atmósfera. Por tanto, hay que considerar que tanto el océano como la biosfera terrestre están ejerciendo un papel de sumideros. El sumidero de carbono oceánico es el mejor conocido de estos dos componentes del ciclo del carbono. De acuerdo con el IPCC el océano absorbe $2,0 \pm 0,8$ Gt de carbono/año, mientras que las actuales investigaciones señalan que el sumidero global neto de la biosfera terrestre es sólo de $0,2 \pm 1,0$ Gt de C/año. Dado que la deforestación provoca una pérdida de carbono almacenado de $1,6 \pm 1,0$ GT de C/año, el balance de entradas y salidas sugiere la existencia de un “sumidero desconocido” que explique la cantidad no explicada de $1,8 \pm 1,6$ GT de C/año. Posiblemente este sumidero implique el secuestro de carbono en el suelo a través de las prácticas de manejo, de forma que admitiendo el mismo, el almacenamiento neto global de carbono en los ecosistemas terrestres sería de cero.

Hay que tener en cuenta la dificultad de llegar a estas estimaciones. Así, en lo que respecta a la captura del CO₂ por los océanos, si esta fuera homogénea en todo el volumen oceánico la cantidad almacenada en 10 años sería únicamente de $1,2 \mu\text{mol}$ de C por Kg de agua, que es más o menos el límite de detección de las actuales técnicas analíticas. Aunque la señal de incremento se detectara, estaría sujeta a grandes incertidumbres, por lo que hasta la actualidad el secuestro de C por los océanos se ha estimado mediante modelos, cuyos parámetros se calibren frente a la penetración en el océano de otros trazadores como el ¹⁴C y ³H (ambos procedentes de las fuentes nucleares) así como por cloro-fluor-carbonos.

Las estimaciones de las pérdidas del carbono terrestre están basadas en investigaciones sobre el uso del suelo y el cambio de uso, en valores de contenidos de C en la vegetación y en el suelo para los diferentes tipos de ecosistemas y mediante modelos que simulan el almacenamiento del carbono en los suelos después de un período de distorsión, bajo manejo humano y durante la sucesión vegetal (Houghton et al., 1987). Estas estimaciones varían mucho, como lo refleja el alto valor de desviación estándar dado por el IPCC para este componente del ciclo del C ($1,6 \pm 1,0$ Gt C/año). Parte del problema en la

evaluación es la gran heterogeneidad del contenido en carbono cuando se consideran pequeñas escalas espaciales. Además, las investigaciones realizadas en diferentes lugares geográficos son difíciles de comparar debido a definiciones incompatibles, diferentes métodos de estima, el tratamiento del crecimiento de los bosques secundarios y otras razones de índole similar.

Las estimaciones de la toma de carbono por los ecosistemas terrestres han sido obtenidas, generalmente, a través de consideraciones de balance de masas y se estiman que representan una cantidad de $1,8 \pm 1,6$ GT de C/año. Otras estimaciones provienen de observaciones directas de los cambios del inventario de carbono forestal (0,9 GT de C/año, para el hemisferio norte), modelos de fertilización con NO_x (de 0,6 a 0,9 GT de C/año), y fertilización con CO_2 (0,5 a 2,0 GT de C/año) (Schimel et al. 1995). Hay grandes evidencias para considerar que hay un elevado secuestro de carbono en el hemisferio Norte, pero la localización, magnitud y mecanismo de este secuestro están escasamente conocidos.

A continuación se resumirán los progresos más recientes sobre los tres puntos del ciclo global del carbono, posiblemente más sometidos a perturbación: 1) el sumidero terrestre de carbono, 2) el sumidero del océano y 3) la fuente de CO_2 generada por el uso del suelo.

1.2.2. El sumidero terrestre de carbono

Quizás el cambio de pensamiento más importante en las últimas décadas haya sido el pasar del concepto de fuente de CO_2 que se le atribuyó inicialmente a los ecosistemas terrestres (Bolin, 1977; Woodwell, 1978) a la idea de que la biosfera terrestre está cercana al balance cero con respecto al almacenamiento y emisión de carbono. En otras palabras, que la observada destrucción de los bosques y la emisión de CO_2 a través de la respiración está siendo compensada por una serie de mecanismos que facilitan el secuestro de carbono. Se consideran 8 líneas independientes de evidencias que soportarían este punto de vista:

- 1) Para satisfacer el balance de masas en el ciclo del carbono, la diferencia entre el incremento atmosférico y el secuestro de CO_2 por el océano hace necesario considerar la existencia de un sumidero terrestre (Bacastow y Keeling, 1973, Oeschger et al., 1975).
- 2) El hecho de que el gradiente de CO_2 atmosférico norte-sur sea menor que el esperado, junto con los datos de la presión parcial de CO_2 en las aguas superficiales oceánicas, sugiere que debe existir un gran sumidero terrestre del CO_2 a latitudes templadas en el hemisferio norte (Tans et al., 1990). Este sumidero compensaría, o incluso sería superior, a la pérdida estimada de carbono debido a la deforestación de los trópicos.

- 3) La relación entre oxígeno y nitrógeno en la atmósfera ha ido disminuyendo debido al consumo de oxígeno por la quema de combustibles fósiles. Esta disminución se ha observado en los análisis de la atmósfera pero a una menor velocidad de lo esperado, lo que sugiere que hay una pequeña fuente neta de oxígeno. Esto hecho podría indicar que la fijación biológica del CO₂ podría exceder a la velocidad de mineralización de la materia orgánica (Battle et al., 1996, Keeling et al., 1996).
- 4) La existencia de un gran sumidero terrestre a latitudes norte está también sugerido tanto por la medida de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en el CO₂ atmosférico (Ciais et al., 1995) como por medidas de la relación oxígeno/nitrógeno (Keeling et al., 1996). Ambas relaciones son más elevadas de lo esperado en el hemisferio norte que en el hemisferio sur. Tal desviación del comportamiento sugiere una toma neta por la fotosíntesis que, por un lado actúa discriminando la toma de ^{13}C (y dejando por tanto la atmósfera enriquecida en ese isótopo) y, por otro, produciría O₂, incrementando la relación O₂/N₂.
- 5) Las medidas de covarianza de remolinos (covarianza *eddy*), esto es, la medida del transporte vertical en atmósferas turbulentas, ponen de manifiesto que algunos tipos de bosques actúan como sumideros netos para el CO₂ atmosférico (Wofsy et al., 1993, Baldocchi et al., 1996). De todas formas, hay que tener en cuenta que el número de tales medidas es todavía muy escaso como para poder proporcionar conclusiones definitivas.
- 6) El incremento en amplitud del ciclo estacional del CO₂ atmosférico y, especialmente, el adelanto en el inicio del período fotosintético, sería consistente con la toma neta de carbono por los ecosistemas templados (Myneni et al., 1997, Randerson et al., 1997).
- 7) Recientes investigaciones forestales en zonas del hemisferio norte indican la existencia de una toma neta de carbono, aunque en menor medida que la esperada (Dixon et al., 1994).
- 8) Desde 1970 hasta 1990 el cambio medido en la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en el océano proporciona evidencias claras para considerar una toma de carbono por los ecosistemas terrestres, sobre todo cuando esas relaciones se analizan dentro del contexto de los cambios sufridos por las concentraciones atmosféricas (Quay et al., 1992).

Además de los anteriores argumentos, se considera que el almacenamiento de carbono en los sedimentos terrestres podría ser mucho más importante que lo reconocido (Stallard, 1998). El almacenamiento de carbono a través de la erosión y posterior enterramiento podría secuestrar carbono si esos sedimentos sufriesen una descomposición muy lenta y el crecimiento de vegetación en los terrenos erosionados reemplazase la materia orgánica perdida. Este sumidero, combinado con la expansión de la agricultura del

arroz, para la que se postula un almacenamiento neto de carbono, podría explicar anualmente de 0,6 a 1,5 GT de carbono/año (Stallard, 1998).

Es importante señalar que 5 de los anteriores argumentos están basados total o parcialmente en medidas atmosféricas de flujos, tanto directas como deducidas de modelos espaciales de la concentración de especies gaseosas. La interpretación de las observaciones de la fracción molar de CO₂ en términos de fuentes y sumideros superficiales requiere modelos de transporte atmosférico que sean capaces de diseñar la circulación a gran escala y que permitan aplicar los parámetros deducidos a escalas más pequeñas (Law et al., 1996, Denning et al., 1999). Las medidas de flujo generan muchas incertidumbres debido a las señales débiles provocadas por el mezclado vertical y a la falta de medidas en muchas áreas, sobre todo en las tropicales.

Por otra parte, la interpretación de los datos isotópicos también está sujeta a muchas incertidumbres. La gran fuente de error es la contribución del cambio puramente isotópico, frecuentemente llamado *flujo de desequilibrio isotópico*, que ocurre tanto con o sin acompañamiento del cambio neto de carbono total (Tans et al., 1993). Este desequilibrio isotópico entre atmósfera y ecosistemas terrestres depende de la edad promedio del carbono respirado, que debe ser conocida para poder establecer la dirección del desequilibrio. Esta edad es importante ya que la biomasa más antigua se formó en épocas en las que la atmósfera estaba menos desprovista de ¹³C que actualmente. A la hora de interpretar las tendencias entre ¹³C/¹²C, las relativamente escasas incertidumbres en el desequilibrio isotópico entre la atmósfera y el océano tienen que trasladarse a un entorno de amplias incertidumbres tal como es la distribución del sumidero total de carbono entre el océano y el medio terrestre (así, por ejemplo, una incertidumbre de sólo el 0,1 por mil en el desequilibrio isotópico genera una incertidumbre de 0,5 Gt de carbono en la distribución del carbono entre el océano y el medio terrestre). Además, la firma isotópica de la productividad terrestre primaria, fuertemente influida por las proporciones relativas de las vías fotosintéticas de tipo C3 y C4, necesitaría ser mejor definida (Fung et al., 1997, Lloyd y Farquahar, 1994) para poder eliminar esas incertidumbres.

Por otra parte, la cuantía del oxígeno atmosférico podría también estar sujeta a diferentes incertidumbres que afectan, básicamente, a la aireación de las aguas oceánicas más profundas (Bender et al., 1994, Keeling y Shertz, 1992).

Los nuevos métodos micro-meteorológicos basados en la tecnología de la covarianza *eddy* han sido desarrollados para medir el cambio de gases traza en el ecosistema sobre una escala espacial de cientos de metros (Wofsy et al., 1993, Baldocchi et al., 1996, Goulden et al., 1998). Las medidas de los flujos de CO₂ y H₂O junto con datos climáticos, fisiológicos de la vegetación, ecológicos y del suelo, permiten investigar los mecanismos responsables de toma o pérdida de carbono para los ecosistemas terrestres, incluyendo el flujo a través del suelo. Un problema de esta metodología es traspasar los datos locales a datos regionales y, aunque hay relaciones claras entre flujos y variables climáticas (Goulden et al., 1996, Goulden et al., 1998), éstas solo son seguras en las horas

diurnas, cuando la turbulencia atmosférica está bien desarrollada, mientras que por la noche las medidas son menos significativas y los flujos procedentes de los organismos heterotróficos (esto es, de los organismos no-fotosintéticos) pueden ser subestimados.

En definitiva, la suposición de que existe este intenso sumidero de carbono viene apoyada, a pesar de las imprecisiones, por un amplio grupo de observaciones, análisis de datos y estudios de modelización. La magnitud de este sumidero se estima en $1,5 \pm 1,0$ Gt de C/año, durante el período 1980-1989 (Schimel et al., 1996) y con un incremento de alrededor de 2,5 Gt de C/año en la última década, haciendo de él el mayor contribuidor a las perturbaciones que sufre el total del carbono. No obstante, además de la incertidumbre existente sobre la magnitud real de este sumidero hay que considerar los problemas de su localización y su variabilidad interanual así como la incertidumbre sobre los mecanismos que causan la misma.

Dentro de este tema del sumidero terrestre hay que dedicarle algo de atención a la influencia que tiene sobre el mismo tanto el papel jugado por el CO₂ atmosférico como por la fertilización nitrogenada.

Tanto el CO₂ como el nitrógeno son fertilizantes y, por tanto, podrían estimular la toma biológica de carbono proporcionando un sumidero de este elemento. Se cree que son importantes en altas latitudes (Berg, 2000; Kleja et al., 2007) pero deben ser cuantificados así como deben ser identificados los mecanismos por los que actúan. Experiencias sobre ecosistemas manipulados, en las que se incluyan estudios con atmósferas de CO₂ elevadas y adiciones de nitrógeno, así como la consideración de un rango de factores potencialmente inter-actuales, daría información clara y precisa de los procesos fisiológicos, ecológicos y biogeoquímicos que afectan al almacenamiento de carbono en la biosfera terrestre.

La transposición de estos resultados desde una escala local a otra regional y/o global requiere al menos 4 componentes. Por un lado, los experimentos deben ser diseñados de manera que permitan acceder a los mecanismos subyacentes que controlan el cambio de escalas. En segundo lugar, los experimentos deben repetirse en suficientes ecosistemas para poder conocer el rango total de mecanismos implicados. En tercer lugar, las regiones en las que las respuestas tengan que ser estimadas tienen que ser caracterizadas en un grado tal que permitan la extrapolación y, finalmente, los modelos usados para cambiar de escalas tienen que ser robustos. La biosfera terrestre es tan heterogénea que su comportamiento no puede ser caracterizado simplemente a través de una extrapolación simple de un número razonable de experimentos, aunque los procesos que la regulan sean lo suficientemente uniformes para ser manejados de forma efectiva mediante modelos de tipo mecanicista.

Por último, otro aspecto importante dentro de esta consideración del sumidero terrestre sería el conocer en qué medida el secuestro de carbono estaría afectado por cambios en el uso del suelo, distorsiones intensas tipo incendios, así como por cambios de la estructura y composición de la vegetación.

El almacenamiento de carbono en la vegetación esta siendo continuamente alterado por el uso del suelo y las distorsiones intensas, como las debidas a los incendios forestales, así como con la recuperación de la vegetación característica de cada lugar. Además, la relación competitiva entre especies y su interdependencia están cambiando debido a múltiples causas, entre ellas, debido al propio cambio climático. Es evidente que un cambio de prado a bosque debe incluir alguna modificación del almacenamiento de carbono, por ejemplo. Estos cambios en la estructura de la vegetación se piensa que puedan ser importantes inductores tanto del almacenamiento de carbono como de su emisión a lo largo de décadas o de períodos más largos de tiempo.

1.2.3. El sumidero oceánico del carbono

La capacidad total del océano para disolver el CO₂ de fuentes antropógenas es fundamentalmente una propiedad química y puede ser evaluada considerando los equilibrios químicos correspondientes. El primer reto que se plantea en el conocimiento de este sumidero es, por tanto, estimar la velocidad a la que el CO₂ atmosférico se disuelve en el océano. Para ello es necesario conocer la velocidad de disolución actual y cómo el cambio climático y los cambios en el sistema biológico pueden afectar, en el futuro, a la velocidad de toma. Un problema independiente, pero no por ello menos importante, es el de determinar la distribución espacial del flujo del CO₂ desde el aire al océano, un factor que representa la mayor incertidumbre en los análisis de modelos citados en el apartado anterior.

La magnitud del sumidero oceánico se ha estimado considerando los cambios en el inventario de carbono a través del tiempo, la magnitud del flujo de CO₂ entre la atmósfera y el mar, o la magnitud del transporte de carbono hacia los océanos (a través del bicarbonato aportado por las aguas continentales). Las estimaciones usadas por el IPCC (1996, 1999) se basan fundamentalmente en cálculos a partir de modelos de circulación oceánica calibrados o validados con observaciones de trazadores tales como los isótopos del carbono (Schimel et al., 1996). La magnitud de esas estimaciones ha permanecido consistente al menos durante tres décadas de *tests* continuos a pesar de la utilización de modelos diferentes y de distintos trazadores.

Sin embargo, las estimaciones efectuadas indican que dicha magnitud tiene una incertidumbre de $\pm 40\%$. Esta gran incertidumbre refleja, posiblemente, el hecho de que los trazadores utilizados son análogos imperfectos del CO₂ procedente de los combustibles fósiles y han sido relativamente escasos hasta hace poco. Además, los modelos oceánicos presentan limitaciones en lo que se refiere a la circulación de las aguas y a la mezcla de aguas de diferentes composiciones y/o temperaturas. Una gran investigación en los últimos tiempos se ha centrado directamente en ampliar los datos de trazadores y en mejorar los modelos del carbono oceánico (Gent et al., 1995).

Adicionalmente, se ha hecho un gran esfuerzo en el desarrollo de métodos y medidas para conocer directa o indirectamente el secuestro de carbono por el océano a través de las observaciones de carbono inorgánico disuelto (DIC, *dissolved inorganic carbon*). Se han propuesto tres métodos complementarios para poder calcular con exactitud el secuestro de carbono a partir de los datos oceánicos: a) la medida repetida a lo largo del tiempo del DIC en la columna de agua, para así medir los cambios de este parámetro; b) cálculos basados en la integral del cambio en el inventario de DIC desde el período pre-industrial hasta la actualidad, y c) los métodos de flujo de CO₂ a través del aire-océano, con el fin de determinar el flujo neto global actual en el océano.

Se considera que una de las necesidades más importantes es la de conseguir un mejor conocimiento de los modelos espaciales de concentraciones de CO₂ de la superficie del océano, así como de su variabilidad. Las variaciones estacionales e interanuales de las concentraciones de CO₂ en las aguas superficiales son de uno a dos órdenes de magnitud mayor que su incremento anual debido a la toma de carbono antropógeno (Bates et al., 1996; Winn et al., 1994). Debido a que la señal que tiene que detectarse es mucho menor que la variabilidad, haría falta bastante tiempo antes de poder diagnosticar correctamente cuál es el signo de la tendencia. Además, la variabilidad estacional e interanual de las concentraciones de CO₂ proporcionan información de cómo funciona el ciclo del carbono y puede usarse en conjunción con otros métodos para ayudar al conocimiento de los modelos regionales y globales de la toma de carbono por el océano. Se considera en este contexto muy prometedor el desarrollo de nuevas metodologías que permitan la estimación de la *p*CO₂ (DeGrandpre et al., 1995; Friedrich et al., 1995; Goyet et al., 1992; Merlivat y Brault, 1995).

Una alternativa a las medidas a largo plazo es el uso de métodos que permitan identificar el componente de carbono de origen antropogénico dentro del total del CO₂ disuelto, así como conocer la variabilidad asociada al cambio estacional e interanual. Estos métodos denominados de “CO₂ preformado” se basan en buscar correlaciones entre el contenido en carbono, nutrientes, oxígeno y variables físicas del océano para así poder separar la variabilidad natural de los cambios debidos a la toma de CO₂ de procedencia antropógena (Gruber et al., 1996). Otros métodos usan coeficientes de regresión lineal múltiple del carbono frente a otras variables (Wallace et al., 1995). Estos coeficientes se usan para corregir la variabilidad natural entre medidas hechas a diferentes tiempos y, por tanto, permiten aislar los cambios debido a la entrada del carbono de origen antropógeno. Los dos métodos son, en cierto modo, independientes y se refieren a diferentes escalas de tiempo.

El método del “CO₂ preformado” proporciona una estimación de la toma oceánica del CO₂ atmosférico de origen antropógeno desde la época preindustrial, mientras que el método de la regresión múltiple se ha utilizado para estimar el incremento en la concentración del CO₂ oceánico durante las últimas décadas (Wallace et al., 1995). Los datos de DIC obtenidos para el océano Atlántico (Gruber, 1998) y para el océano Indico (Sabine et al., 1999), y analizados por el método del “CO₂ preformado”, muestran amplias

discrepancias regionales entre la penetración observada y la predicha, por lo que se podría considerar que ese método proporciona, a través de una comparación detallada con los modelos, una buena base para la mejora del conocimiento sobre la toma de CO₂ por los océanos.

El flujo de carbono entre las aguas superficiales y la atmósfera puede también ser descrito usando datos basados en la diferencia de presiones parciales entre el aire y el agua, esto es, a partir del valor de $\Delta p\text{CO}_2$, combinado con estimaciones de los coeficientes de intercambio de gases (Takahashi et al., 1997). Evidentemente, este flujo incluirá tanto el componente natural como el antropógeno. El valor de esta técnica radica en que determina de forma primordial la distribución espacial y temporal de los flujos de CO₂ entre el aire y el mar. Se usa, sobre todo en aquellos casos en los que la señal de flujo es amplia, como ocurre en el Atlántico norte y en la zona ecuatorial del Pacífico, o aprovechando el contraste entre los años en los que se presenta o no se presenta el fenómeno de El Niño.

Un problema de las aproximaciones basadas en la medida del flujo aire-océano es el escaso conocimiento de la cinética del proceso de intercambio de gases (Wanninkhof, 1992). El grado de no-linealidad de la relación entre el intercambio de gases y la velocidad del viento es escasamente conocido, particularmente cuando la velocidad del viento es elevada ya que en esas condiciones son extraordinariamente importantes la formación de burbujas y aerosoles.

Otra aproximación que hace uso de los datos de DIC oceánicos es la estimación del transporte horizontal del carbono dentro y entre cuencas oceánicas (Brewer et al., 1989, Holford et al., 1998). Esta aproximación permite separar y cuantificar el transporte de los componentes natural y antropógeno del carbono al océano.

El conocimiento de la distribución espacial del flujo de gases entre la atmósfera y el océano varía grandemente de unas regiones a otras. El Atlántico norte es, posiblemente, la región mejor conocida y en esa área, los datos procedentes de los modelos, de las observaciones basadas en el flujo atmósfera-océano, y de las estimaciones del inventario oceánico del carbono antropógeno convergen proporcionando cifras similares (Sarmiento et al., 1995; Gruber et al., 1996; Takahashi et al., 1997; Gruber, 1998). No obstante, es difícil extrapolar estas estimaciones con las realizadas de forma independiente y considerando únicamente el transporte neto de carbono en dirección meridional (Brewer et al., 1989; Broecker y Peng, 1992; Keeling y Peng, 1995; Holford et al., 1998). En los océanos del hemisferio sur el análisis del flujo de CO₂ es especialmente difícil debido a la alta variabilidad espacial y temporal y a las dificultades de trabajo. El océano Antártico se considera especialmente importante en lo que respecta a los niveles de CO₂ atmosférico. Las aguas oceánicas profundas se mezclan en niveles más superficiales provocando una de las principales vías para la toma del CO₂ antropógeno en el océano profundo. Las velocidades del viento son elevadas favoreciendo una alta tasa de intercambio de CO₂ entre la atmósfera y el mar. Los macronutrientes disueltos, y que podrían ser usados por las plantas acuáticas, se encuentran infrautilizados sugiriendo que existe en estas áreas una alta

capacidad para incrementar la toma de CO₂ a través de la fotosíntesis (Falkowski et al., 1998).

Los modelos de secuestro oceánico del CO₂ antropógeno (Sarmiento et al., 1992) predicen que una cantidad sustancial de CO₂ debe adsorberse al sur del paralelo 30 °S. No obstante, las mediciones realizadas para el Atlántico sur (Gruber, 1998) y para el océano Indico (Sabine, 1999) muestran de forma sorprendente muy escaso secuestro en esas áreas. Por otra parte los datos atmosféricos (aunque escasos) señalan la existencia de un pequeño sumidero en estas zonas meridionales, y las amplias discrepancias que aparecen entre los modelos y las observaciones sugieren que los modelos no tienen capacidad para reflejar los intercambios aire-océano de O₂ y de CO₂ en estas regiones.

Hay algunas dudas o incertidumbres sobre la variabilidad temporal del flujo de CO₂ aire-océano. La zona ecuatorial del Pacífico ha sido ampliamente muestreada (Feely et al., 1994; Feely et al., 1995; Feely et al., 1996) y existen varias series temporales de datos cerca de Bermudas y de Hawai (Winn et al., 1994; Bates et al., 1996). No obstante, la mayor parte del océano es desconocido en lo que respecta a la variación temporal de los flujos de CO₂. Los análisis de isótopos estables del carbono sugieren que los sumideros tanto en el océano como en los ecosistemas terrestres varían apreciablemente de un año a otro (Keeling et al., 1989; Francey et al., 1995; Keeling et al., 1995). Hasta el momento no se ha podido desarrollar ningún mecanismo que pudiera explicar de forma satisfactoria esa alta variabilidad para las zonas oceánicas. La variación actual en las cifras de CO₂ secuestrado por el océano presentan una incertidumbre de $\pm 40\%$, y esta incertidumbre no permite determinar si la toma del CO₂ por el océano se ha incrementado o ha disminuido en los últimos tiempos.

Un problema fundamental en el conocimiento del papel del océano en el secuestro del carbono es el de identificar y comprender los mecanismos que podrían causar cambios futuros en este gran sumidero y, en especial, conocer que mecanismos de la circulación oceánica que favorecen actualmente el secuestro del CO₂ atmosférico podrían modificarse debido al cambio climático, así como en que medida la bomba biológica oceánica sería afectada por la circulación termo-halina y el cambio climático.

En resumen, el actual conocimiento indica que a medida que el CO₂ atmosférico se está incrementado, el océano responde disolviendo más CO₂ en las aguas superficiales, mezclándolas a continuación con aguas más profundas. Si los conocimientos actuales son correctos, hay que suponer que el océano tendría la capacidad de absorber grandes cantidades de CO₂ de origen antropógeno incluso en los próximos milenios.

De todas maneras, dado que el intercambio de gases entre la atmósfera y el mar, la fotosíntesis oceánica y las corrientes oceánicas pueden cambiar con la temperatura del aire, la rugosidad de la superficie oceánica, el viento y las precipitaciones, no puede garantizarse totalmente que el sumidero oceánico funcione sin cambios en el futuro.

1.2.4. El uso del suelo y los cambios de uso

Se supone que uno de los más importantes factores que determina el sumidero terrestre del hemisferio norte sería el uso del suelo, tanto el pasado como el presente, así como el balance de carbono en los trópicos. Tal como se indicó antes, las mayores reservas sobre la magnitud del sumidero global que representan los ecosistemas terrestres provienen de las incertidumbres generadas por los anteriores factores. Para estimar ese sumidero global se juega, por un lado, con la cifra de $0,2 \pm 0,9$ Gt de carbono/año para el período 1980-1989, cifra obtenida de la diferencia entre la cifra de CO_2 emitido procedente de la quema de combustibles fósiles y la cifra resultante de la suma del incremento atmosférico del CO_2 y el secuestro oceánico, por el otro. Por otro lado, la deforestación tropical provocaría una emisión atmosférica de $1,6 \pm 1,0$ Gt de carbono/año. La suma de ambas cifras indica que el sumidero global debería ser capaz de secuestrar $1,8 \pm 1,4$ Gt de carbono/año (Schimel et al., 1996) y que este sumidero debería encontrarse, fundamentalmente, en el hemisferio norte. Actualmente hay una gran incertidumbre en los valores de CO_2 emitido a la atmósfera como consecuencia del cambio de uso del suelo y las posibles cifras influyen de tal manera en el balance global que modificarían todos los valores para los sumideros y fuentes del carbono citadas anteriormente e, incluso en algunos casos, harían pasar al océano de ser un potente sumidero a ser simplemente un cuerpo en donde la ganancia y pérdida de CO_2 estaría prácticamente compensada. La posibilidad de tener estimaciones más fiables para lo que puede suponer el cambio de uso del suelo en la dinámica del CO_2 reduciría la incertidumbre en los componentes del ciclo, y sobre todo, en los efectos fertilizantes del incremento del CO_2 atmosférico y de la deposición del nitrógeno. El problema fundamental es el escaso número de datos existentes, sobre todo la falta de conocimiento de los flujos de carbono asociados con actividades específicas, tal como ocurre en la zona tropical para áreas no productivas (zonas húmedas, bosques de ribera, etc.). Houghton et al. (1998) hacen especial hincapié en la falta de datos en América Latina sobre las tierras degradadas que están volviendo a forestarse. Esta misma incertidumbre subsiste para aquellos terrenos del mundo no desarrollado sujetos todavía al cultivo de roza, así como para lo que afecta a la recogida de leña como combustible en áreas del África sub-sahariana.

La comparación del *stock* de carbono en suelos bajo uso agrícola y forestal ha mostrado, generalmente, que los suelos forestales contienen más carbono que los suelos agrícolas (Lettens et al, 2005a; Lettens et al., 2005b). Basándose en estas diferencias del uso del suelo, e incorporando las observaciones de que normalmente se produce un descenso en el contenido en carbono como consecuencia del cambio forestal al agrícola, se ha inferido el cambio inverso, esto es, que la transformación en zonas forestales (lo que se denomina como aforestación) del suelo agrícola incrementaría el contenido del carbono edáfico a través de procesos de secuestro de carbono (Lal, 2005; Vesterdal y Leifeld, 2007). No obstante, hay dudas de que en zonas agrícolas pertenecientes al mundo desarrollado, los efectos de la agricultura intensiva (esto es, aquella en la que los suelos reciben elevados aportes de nitrógeno y de materiales encalantes) podrían permitir el

secuestro del carbono después de la aforestación. Esta pregunta ha sido uno de los hilos conductores de diferentes líneas de investigación en el norte de Europa (Vesterdal et al., 2007). Así, en un proyecto desarrollado en Dinamarca, Suecia y Holanda se encontró que existían diferentes tendencias al secuestro de carbono según el tipo de horizonte: en los horizontes superficiales la acumulación de la hojarasca forestal condujo a un incremento del carbono, pero en los horizontes minerales no hubo tendencia clara de acumulación. Además, en un período de 30 años el comportamiento del roble y de las píceas no fue diferente en lo que se refiere al secuestro del carbono. La aforestación de suelos arenosos, pobres en nutrientes, generó un mayor secuestro de carbono que la aforestación de suelos ricos en nutrientes y de textura más pesada.

En los últimos años, los estudios globales del efecto de las prácticas de aforestación sobre el secuestro de carbono han sido revisado y sintetizados en meta-análisis (Post y Kwon, 2000; Guo y Gifford, 2002; Paul et al., 2002; Jandl et al., 2007a). Así, se ha podido estimar que el promedio de secuestro de carbono es de 0,3 toneladas de C/ha/año (rango entre 0-3 toneladas C/ha/año), como valor medio en las diferentes zonas climáticas terrestres (Post y Kwon, 2000). En promedio, la aforestación incrementa el *stock* del contenido total de C del suelo hasta un 18% a lo largo de un periodo variable de años (Guo y Gifford, 2002). La acumulación inicial de C se produce en la capa de fôrna y su espesor y propiedades químicas varía con la especie forestal (Verstertal y Raulund-Rasmussen, 1998). Se considera que la contribución de los suelos al secuestro total supone el 20% del total de carbono secuestrado en el ecosistema (Verstertal et al., 2007). No obstante, en algunas de las cronosecuencias indicadas en la bibliografía se citan menores contribuciones del suelo ya que no se han observado variaciones (e incluso en algunos casos se han observado descensos) en el contenido del carbono mineral del suelo.

La larga variabilidad encontrada al comparar los diferentes estudios (Versteldal y Leifeld, 2007) puede ser consecuencia del diferente destino del carbono secuestrado dentro del perfil edáfico. El secuestro de carbono en la capa de hojarasca es muy similar en las diferentes cronosecuencias estudiadas (entre 0,3 y 0,4 Mg C/ha/año). La contribución del suelo mineral al secuestro total de carbono varía tremendamente en las diferentes cronosecuencias y en algunos casos, se pierde incluso carbono de los horizontes minerales como consecuencia de la aforestación. Esta distribución del carbono entre la capa orgánica y los horizontes minerales del suelo está, probablemente, influida por factores tales como clima, tipo de suelo, especie forestal, anterior uso del terreno, período de tiempo transcurrido desde la aforestación e, incluso, metodología de muestreo, factores todos ellos inter-actuales entre sí.

Los efectos del manejo forestal sobre el secuestro de carbono no son bien conocidos, a pesar de que ha habido diversos intentos de sintetizar el resultado de las acciones del manejo sobre el carbono edáfico (Jonson y Curtis, 2001; Jandl et al., 2007a; Jandl et al., 2007b). Los bosques europeos se caracterizan por el uso extensivo de especies introducidas, sobre todo en la Europa occidental y meridional. La selección de la especie forestal adecuada es frecuentemente, en estas regiones, una parte integrada de las opciones

de manejo, mientras que las prácticas forestales en otras regiones se centran en el uso de especies nativas. En estas últimas hay una tendencia creciente a sustituir los bosques de coníferas por especies deciduas (Jandl et al., 2007b). La especie forestal influencia fuertemente la composición química y el contenido en carbono de la capa de hojarasca (Binkley, 1995, Vesterdal y Raulund-Rasmussen, 1998) pero el efecto de la especie forestal sobre el perfil completo del suelo no está claro (Jandl et al., 2007a). Por ello, la mayor parte de las conclusiones respecto al efecto de las especies forestales sobre el carbono edáfico se basan en la acumulación de carbono en la capa superficial del suelo. No obstante, estudios recientes tales como los de Oostra et al. (2006) y Vesterdal et al. (2007b) plantean la pregunta de que si el *stock* de carbono edáfico difiere bajo diferentes especies forestales o si el *stock* de C sólo tiende a estar diferentemente distribuido entre la capa de hojarasca y el suelo mineral. En estos dos últimos estudios citados, se observó una tendencia opuesta entre el *stock* de carbono en la capa de hojarasca y en los horizontes minerales que podría haber sido generada por el movimiento vertical del carbono o debido a rizodeposiciones.

Otro factor que influye en la capacidad del almacenamiento en sistemas forestales es la intensidad de clareo. El *stock* del carbono es mayor en aquellas zonas forestales escasamente clareadas pero esta influencia del clareo parece ser limitada en relación con otras diferencias relacionadas con la localización del bosque (Vesterdal et al., 1995). La disminución en el contenido en carbono de la capa de hojarasca ha sido atribuida, parcialmente, a una descomposición más veloz de las acículas ya que el microclima es más favorable en bosques intensamente clareados, en los que se generan mayores temperaturas y, en ocasiones, mayor humedad edáfica (Aussenac, 1987). También el efecto de la intensidad de clareo ha sido atribuido a una disminución en la producción de acículas con el incremento del clareo (Slodicak et al., 2005). En contraste con el horizonte superficial, hay escasas evidencias de la existencia de cambios en los horizontes minerales en relación al régimen de clareo de la vegetación (Skovsgaard et al., 2006).

En las últimas décadas, en diferentes países europeos se han modificado las practicas de explotación de los bosques deciduos en el sentido de ir hacia una explotación forestal en la que siempre haya una cubierta forestal continua (Pommerening y Murphy, 2004). Esta forma de manejo viene inspirada por la que se genera de forma natural en los bosques deciduos templados en donde siempre hay una cubierta sobre el suelo. Hay escaso conocimiento de la influencia que tendría este cambio de manejo sobre los *stocks* de carbono edáfico. Una importante característica en esta nueva técnica es que haya el menor número posible de huecos en la cubierta arbolada durante la fase de regeneración del bosque. En estas condiciones se estima que la entrada de materia orgánica a los suelos sería continua en relación a lo que ocurre en los sistemas de corta/tala/resiembra. Al mantenerse el microclima más estable, posiblemente se perdería menos carbono por descomposición en relación a los sistemas de corta y clareo, en los que normalmente el carbono del suelo disminuye en el periodo que sigue a la corta y resiembra (Covington, 1981; Yanai, 2000; Heinsdorf, 2002).

El régimen de drenaje de grandes áreas forestales se suele modificar mediante la construcción de diques para facilitar el crecimiento de las especies forestales que requieren condiciones de buen drenaje. Hoy en día, el interés en incrementar la producción maderera en zonas pantanosas es menor que el interés en el mantenimiento de la diversidad de *hábitats* de estas zonas forestales. Esta tendencia ha generado un claro interés en la restauración (tanto activa como pasiva) de la hidrología natural. Un cambio en el régimen de drenaje hacia condiciones más húmedas puede ser uno de los efectos más significantes del manejo sobre el secuestro de carbono. La descomposición de materiales orgánicos procede lentamente bajo condiciones anóxicas y el *stock* de carbono puede diferir en valores de varios cientos de toneladas por hectárea entre suelos bien y mal drenados (Krogh et al., 2003). Se espera, por tanto, que una restauración de las zonas húmedas conduzca hacia un mayor secuestro del carbono. Las condiciones húmedas favorecerán el incremento del carbono en el compartimento suelo, desarrollando el potencial mitigante del efecto invernadero de los suelos forestales. Sin embargo, en estas condiciones se puede producir la emisión de otros gases, como el N_2O y el metano, y provocar un incremento en el riesgo de contaminación por productos gaseosos (Versteldal y Leifeld, 2007).

Otro tipo de cambio de uso que puede afectar al almacenamiento de carbono por los ecosistemas terrestres es la transformación de tierras agrícolas a prados. Los suelos bajo prado generalmente almacenan mayores cantidades de carbono que los suelos agrícolas debido a la mayor entrada de restos vegetales y a su velocidad de *turnover* más reducida. Por otra parte, en los suelos bajo prado se generan mejores condiciones para el desarrollo de poblaciones microbianas que, a la larga, mejoran la estabilidad estructural del suelo y, por lo tanto, incrementan la protección física de la materia orgánica edáfica (Blair et al., 2006). Es evidente, por lo tanto, que la transformación de tierras agrícolas a praderas debe considerarse como una medida que favorece el secuestro de carbono edáfico (Post y Kwon, 2000). Sin embargo, el efecto neto depende del manejo específico del suelo, de forma que suelos agrícolas en donde se produzcan rotaciones de cultivos con altos retornos de residuos y largos períodos de recubrimiento de la superficie del suelo pueden facilitar un mayor secuestro de carbono que prados de baja productividad. Así, en algunos estudios se indica que la transformación de un suelo bajo una rotación de cultivos de 7 años de período en un prado no fertilizado no generó ningún resultado en el secuestro neto de carbono, al menos en los primeros años de la transformación (Ammann et al., 2007). Ya que el efecto de conversión está determinado por la diferencia en los *stocks* de materia orgánica edáfica y considerando que esta capacidad es fuertemente dependiente de las condiciones climáticas y de suelo, las escasas variaciones encontradas ponen en duda que se puedan producir incrementos en el secuestro de carbono como consecuencia de esas transformaciones (Versterdal y Leifeld, 2007).

En los suelos agrícolas, el arado y los períodos en los que el suelo está sin vegetación incrementan la aireación, modifican el clima de la capa superior del suelo (humedad y temperatura) y, frecuentemente, aceleran la velocidad de descomposición de la materia orgánica edáfica (Balesdent et al., 2000). El manejo de conservación o la ausencia

de arado se consideran, por tanto, como opciones de manejo del suelo que favorecen el secuestro de carbono (Paustian et al., 1997; Holland, 2004) y muchas experiencias han confirmado un incremento de la materia orgánica del suelo en la parte superior de suelos así manejados. No obstante, por otro lado, hay evidencias experimentales que el arado no modifica el stock total de C del suelo sino que simplemente cambia su distribución con la profundidad (Powson y Jenkinson, 1981; Angers et al., 1997). Teniendo en cuenta estos resultados contradictorios se ha argüido que para conocer el efecto real de esas prácticas de manejo sobre el suelo sería imprescindible realizar estudios que no abarcasen simplemente el horizonte superficial (ni siquiera hasta una profundidad de 20-30 cm) y que tuviesen en consideración los cambios de los *stocks* de carbono en las partes más profundas del perfil (Baker et al., 2007). La ausencia de datos a mayores profundidades ha llevado a considerar a Versteldal y Leifeld (2007) que es una necesidad urgente completar la información existente en las experiencias usadas en la bibliografía con esta información, única manera de poder atestiguar con certeza en qué medida las prácticas de conservación podrían incrementar el secuestro de carbono por los suelos.

Las prácticas de fertilización orgánica y la aplicación de residuos de cosechas al suelo son manejos agrícolas con clara influencia en el secuestro de carbono por los suelos. Las principales plantas cosechadas en Europa difieren mucho en su productividad y, por tanto, en la cantidad de residuos y recubrimiento que proporcionan. Se ha podido poner de manifiesto que la introducción de gramíneas, o el uso de rotaciones incluyendo plantas de crecimiento invernal, proporcionan un incremento de restos vegetales que entran al suelo y al mismo tiempo sirve como protección frente a la erosión (Lal et al., 1999). Técnicas de manejo como la quema de residuos se empiezan a prohibir, tanto con el fin de eliminar la emisión de CO₂ como con el ánimo de incrementar la cantidad de restos orgánicos en el suelo que favorezcan el secuestro del carbono. La mejora en la productividad también tiene influencia y así, Buyanovsky y Wagner (1998) han puesto de manifiesto, a través del análisis de series de datos de productividad de suelos abarcando períodos de hasta un siglo, que la productividad media del trigo de invierno y del maíz se incrementó en Missouri (USA) por un factor entre 2 y 3 durante el siglo XX. La cantidad de restos vegetales que retornan al suelo se incrementó también por un factor cercano a tres para los cultivos de trigo y por un factor entre 5 a 6 para el maíz. Este incremento de la productividad transformó la mayoría de los suelos en suelos secuestradores de carbono a partir de los años 50 y además, los autores pudieron poner claramente de manifiesto que el incremento de carbono total en los 100 cm superiores del suelo se relacionaba linealmente con la cantidad de restos orgánicos que se habían aplicado durante la duración del experimento (a lo largo de prácticamente 100 años).

Numerosos estudios han puesto de manifiesto el efecto beneficioso de los residuos orgánicos, tal como el estiércol, en el contenido en carbono del suelo (Smith et al., 1997) y que esa acumulación puede prolongarse a lo largo del tiempo (Jenkinson, 1988). En contraposición, se ha indicado que no se produce un efecto neto de secuestro sino simplemente una redistribución (Schlesinger, 1999). Hay actualmente discusiones, a favor

o en contra, sobre los efectos del abonado orgánico aunque se suele considerar que más importante que discutir esos efectos es determinar claramente las fronteras del sistema. En agricultura, en la que la redistribución de la materia orgánica bajo forma de residuos y fertilizantes orgánicos es una parte importante del manejo del suelo, los efectos netos de esta práctica sobre la materia orgánica del suelo no pueden ser considerados sin tener en cuenta los flujos dentro y fuera del sistema (esto es, suelo, parcela, granja, región). Datos obtenidos en Bélgica por Lettens et al. (2005b) indican que la cantidad y forma de disposición de los estiércoles en el suelo han tenido un efecto pronunciado sobre los *stocks* de carbono del suelo en los últimos años, de tal manera que las restricciones legales sobre la aplicación del estiércol se convirtieron en el parámetro clave para poder explicar el secuestro de carbono por los suelos belgas.

En lo que respecta a la influencia que pueda tener el manejo de los prados en el secuestro de carbono, hay que tener en cuenta que los prados varían ampliamente en su contenido en carbono, y que el tipo y la intensidad del uso pastizal ejercen fuerte influencia en la distribución del carbono en el suelo. El pastoreo influye sobre los *stocks* de carbono edáfico a través de su control sobre la productividad de las plantas, cambios en la diversidad botánica del prado y cambios en las propiedades físicas. En general, se suele indicar que el pastoreo produce efectos positivos en la acumulación de carbono en los suelos dedicados a prado (Mestdagh et al., 2006). Esta influencia positiva se atribuye a un mayor retorno como excretas de los nutrientes ingeridos por el ganado (entre el 60-95% según datos de Schnabel et al., 2001), a un incremento de la incorporación de los restos orgánicos al suelo debido a la rotura física de los mismos que generan los animales pasciendo (Manely et al., 1995) y a un *turnover* más rápido del aparato vegetativo de las plantas (Reeder y Schuman, 2002). No obstante, el sobre-pastoreo puede generar una destrucción de la cubierta vegetal, conduciendo a una pérdida de carbono a través de procesos erosivos. Hay que señalar, además, que aunque haya una tendencia general a considerar que el pastoreo tiende a incrementar el *stock* del carbono edáfico en relación a manejos de prado que no incluyan pastoreo los resultados bibliográficos no son consistentes, de forma que diferentes estudios han mostrado pérdidas de carbono debido al pastoreo (Potter et al., 2001).

Una mejora de la productividad de los suelos de prado se considera como un aspecto clave para incrementar su potencial de secuestro debido a que una mayor productividad irá asociada a una mayor generación de restos orgánicos. En este aspecto, Nyborg et al. (1997) señalan incrementos en el contenido en carbono orgánico de los suelos debido a una mayor productividad primaria generada por una mayor aplicación de fertilizantes nitrogenados y azufrados. Estos autores muestran que la fracción más ligera de la materia orgánica edáfica respondió más claramente a las diferentes dosis de fertilización que el contenido en carbono total. No obstante, en una revisión de más de 100 trabajos, Conant et al. (2001) muestran que la conversión de prados naturales a prados cultivados condujo a un incremento anual menor de carbono orgánico edáfico, y Crawford et al. (1997), usando ^{13}C , encontraron que las prácticas de siega generaban una mayor

distribución de formas de carbono asimilado hacia las raíces lo que, a largo plazo, podría conducir a la formación de un mayor *stock* de carbono en el suelo.

Está claro que todos los procesos asociados con el manejo del suelo modifican el carbono edáfico, pero también que la tendencia de esa variación no está aún totalmente clara en la mayor parte de los suelos. Por tanto, la comprobación de la hipótesis del sumidero en el hemisferio norte requerirá el posterior desarrollo y refinamiento de series de datos relacionados con los cambios históricos de uso del suelo, almacenamiento de carbono por unidad de superficie y modelos que puedan usar esta información. Parte de ello está ya contenido en los compromisos de Kyoto.

1.2.5. Previsiones futuras

El IPCC (1996, 1999) asume que el ciclo del carbono podría seguir operando en el futuro exactamente igual que ha operado en el pasado, por lo que las concentraciones de CO₂ atmosférico podrían predecirse a partir de los posibles incrementos en la quema de combustibles fósiles. No obstante, Sarmiento y Woofsy (1999) consideran que este presupuesto podría ser incorrecto. Estos autores consideran que hay diferencias fundamentales entre el comportamiento de los ecosistemas oceánicos y terrestres (los dos grandes sumideros del ciclo global) y lo considerado por las decisiones políticas relativas a los gases invernadero. El océano es el mayor protagonista a largo plazo del ciclo del carbono, de forma que cualquier previsión que obvie el papel del océano será siempre irrelevante. La posibilidad de que el hombre altere el comportamiento del océano es mínima e, incluso, determinadas actividades futuras, como la inyección de CO₂ en las aguas oceánicas profundas o el incremento del flujo biológico del carbono oceánico promovido por una fertilización, podrían resultar nimias dada la magnitud del secuestro histórico de CO₂ por el océano. Por otra parte, la humanidad está ya manipulando la biosfera terrestre a escala global y la influencia de esta modificación en la concentración de CO₂ atmosférico es sustancial. El efecto sobre el ciclo del carbono de las intervenciones ecológicas realizadas hasta el momento no ha sido tenido en cuenta, a pesar de que la mayor parte de esas intervenciones han provocado la disminución del carbono en los diferentes *pools* de los ecosistemas terrestres. En particular, la biomasa forestal y la materia orgánica activa del suelo han sido los *pools* más afectados por el cambio de uso del suelo y la transformación agrícola, debido a su relativamente bajo período de *turnover* (entre 30 y 100 años). Sin embargo, esta disminución del carbono terrestre sugiere la oportunidad de que a través de un correcto manejo se pueda incrementar en el futuro el carbono de los ecosistemas terrestres y, de hecho, esta posibilidad está siendo ya contemplada en las recomendaciones actuales del IPCC que indican que las prácticas de reforestación y aforestación serán claves para paliar el incremento del CO₂ atmosférico. La importancia del incremento de las superficies forestales como una forma de paliar las emisiones de gas invernadero queda claramente de manifiesto si se piensa que un país como Canadá, que había elegido (basándose en el artículo 3.4 del Protocolo de Kyoto) no incluir para el período 2008-2012 la opción de fertilización de los bosques se está planteando la

posibilidad de no prolongar esa opción, de forma que está concentrando un gran esfuerzo investigador en la puesta a punto de opciones de silvicultura, incluyendo entre ellas prácticas de fertilización forestal y selección de especies, con el fin de contribuir a la mitigación del cambio climático (Grayston, 2007). Estudios de otros países han demostrado que la fertilización de las áreas forestales ofrece una oportunidad substancial para incrementar la fijación y el secuestro de carbono en dichas áreas, contrarrestando el incremento de la concentración de CO₂ atmosférico. Los datos obtenidos en Estados Unidos de la respuesta a la fertilización nitrogenada de bosques de coníferas señalan que la fertilización nitrogenada ofrece oportunidades económicas para aumentar los *stocks* de carbono edáfico en períodos cortos de tiempo (Brockley y Simpson, 2004; Blevins et al., 2006). Una correcta estimación de este potencial de secuestro de carbono requiere la cuantificación del secuestro adicional en biomasa y en el suelo, así como en la alteración de las emisiones de gases invernadero provocadas por la fertilización forestal. Kimble et al. (2002) estiman que los suelos forestales de Estados Unidos tendrían un potencial de secuestrar carbono equivalente a 50-185 Mt al año, simplemente en respuesta al manejo forestal incluyendo las prácticas de reforestación y aforestación. Watson (2001) estima que la fertilización podría incrementar el almacenamiento de carbono en los suelos canadienses en valores que oscilarían entre 0,03-0,19 t carbono/ha/año. Sin embargo, también se admite que hay una gran incertidumbre en los números y que existen pocos estudios empíricos que permitan estimar de manera fehaciente el impacto que tendría el manejo forestal en el desarrollo del potencial de secuestro de carbono por los suelos.

Por ello, para poder predecir las concentraciones futuras del CO₂ en la atmósfera hay que plantearse dos grandes preguntas: ¿Cómo será la distribución del carbono entre los diferentes compartimentos del ciclo y cómo el cambio climático afectará a esta distribución?, y ¿Cómo habrá que tratar el crecimiento futuro del CO₂ atmosférico o, lo que es lo mismo, cuáles son las estrategias de manejo del CO₂? A continuación se tratarán con detalle ambos puntos.

El IPCC (1996) ha proporcionado algunas bases científicas que permiten extrapolar el comportamiento histórico de la biosfera terrestre y del océano en el futuro, bases que han servido para realizar propuestas políticas internacionales. Las previsiones son que la toma de carbono por la biosfera terrestre podría ocurrir a través de los mismos mecanismos que actualmente, y que la circulación oceánica y la biológica terrestre permanecerán constantes a lo largo del tiempo (Houghton et al., 1996). No obstante, las simulaciones que consideran comportamientos acoplados del intercambio atmósfera-océano y la variación del refuerzo radiactivo para el futuro (Haywoord et al., 1997) proporcionan evidencias de que tanto la biosfera terrestre como el componente oceánico del ciclo del carbono podrían estar ya experimentando los efectos directos del clima hoy en día. Estos efectos se harían más intensos durante todo el siglo XXI (Cao y Woodward, 1998; Sarmiento et al., 1998). Además, parece lógico pensar que tanto los ecosistemas terrestres como los oceánicos sufrirán respuestas indirectas al cambio climático y a los impactos humanos sobre el medio generados por la fertilización a través de la deposición de óxidos de nitrógeno, la

contaminación del aire y del agua y el incremento del CO₂. Estas variaciones podrían incluir cambios en la distribución de las especies en adición a los cambios en el aporte de nutrientes y en otros componentes del ecosistema.

Los ecosistemas terrestres han jugado, y jugarán, un papel significativo en el ciclo global del carbono. La emisión de CO₂ provocada por el cambio de uso del suelo ha sido una fuente histórica de CO₂ y se supone que en el futuro continuará a ese ritmo e, incluso, se podrá acelerar. Además, los datos para el siglo XX ponen en evidencia que los ecosistemas terrestres se han comportado como un sumidero generado por el efecto sinérgico de los cambios de uso históricos del suelo, el efecto fertilizante generado por el incremento de CO₂ atmosférico y de la deposición atmosférica de nitrógeno y por el mismo cambio climático. Para proyectar hacia el futuro las consecuencias de las actividades humanas (esto es, la quema de combustibles fósiles y el cambio de uso del suelo) es esencial conocer las respuestas de los ecosistemas terrestres. Hay varios factores que controlan el balance de carbono de estos ecosistemas, aunque el grado de incertidumbre que acompaña a los mismos es también muy alto.

El incremento del CO₂ y del nitrógeno procedente de la quema de combustibles pueden actuar como fertilizantes de los ecosistemas, incrementando la productividad neta primaria (esto es, el carbono procesado por fotosíntesis menos el perdido por respiración) y, posiblemente, el almacenamiento de carbono. La contaminación del aire y del agua puede provocar la degradación del ecosistema y la pérdida de carbono. Las observaciones y los estudios sobre ecosistemas manipulados todavía proporcionan resultados muy discordantes y hacen difícil el poder realizar predicciones.

Hay evidencias de que el cambio climático y la variabilidad climática sufrida en el pasado siglo podrían haber influenciado la distribución de la vegetación y su productividad. Existe un riesgo claro en el sentido de que el calentamiento global al actuar sobre los ecosistemas árticos y sobre el permafrost, pueda estimular la oxidación a CO₂ de una gran parte del carbono actualmente fijado en el suelo (Oechel et al., 1993; Goulden et al., 1998). La mayoría de los modelos de dinámica de la vegetación sugieren una posible redistribución de zonas de vegetación con el futuro cambio de clima. Los cambios en la extensión de los ecosistemas tales como turberas y bosques podrían afectar de manera importante al almacenamiento de carbono.

Por otra parte, en los últimos años se está poniendo un elevado énfasis en la necesidad de realizar investigaciones que mejoren la capacidad predictiva para los ecosistemas terrestres, tanto naturales como agrícolas. Para ello es necesario mejorar tanto la ciencia básica como la modelización de procesos clave, tales como las respuestas a distorsiones, al calentamiento, a la deposición de nutrientes y a la polución atmosférica. Junto a los modelos de ámbito global serían también necesarios modelos específicos locales para conocer las consecuencias a largo plazo de las opciones de manejo. En otras palabras, la mejora de las previsiones sobre el balance del carbono en el ámbito terrestre requiere una integración de los modelos de cambio climático y del ciclo del carbono (es

decir, conocer los *feedback* clima-ecosistema sobre el CO₂ atmosférico) así como modelos orientados de manejo que permitan tomar decisiones. No se puede olvidar que las decisiones sobre los ecosistemas terrestres influirán, posiblemente de forma muy importante, en los efectos futuros de los ecosistemas sobre la atmósfera.

En cuanto a los medios oceánicos, los modelos acoplados atmósfera-océano predicen un fuerte calentamiento de las aguas superficiales del océano, posiblemente superior a 2,5 °C durante el siglo XXI (Haywood et al., 1997). Los modelos también predicen una fuerte estratificación de las aguas oceánicas someras que, posiblemente, podría reducir la velocidad de formación de la denominada “agua profunda del Atlántico norte”, incluso antes del año 2020. Sin embargo, para escalas de tiempo cercanas al siglo, los cambios en las velocidades de convección y de mezcla vertical parecen más importantes para el balance superficial de CO₂ que los cambios en advección. En alguno de los modelos realizados, el consumo de CO₂ por el océano se verá muy modificado en el océano Antártico, de tal forma que estos cambios en la mezcla de aguas y en la circulación oceánica podrían reducir el secuestro de CO₂ de un 10 al 30% en relación al secuestro actual, y posiblemente antes del año 2050 (Sarmiento et al., 1998; Matear y Hirst, 2000).

El cambio climático tendrá también un fuerte impacto en la biología del océano, que a su vez afectará al secuestro del carbono por las aguas marinas. Uno de esos cambios podría ser la disminución de la productividad global debido a una menor mezcla de nutrientes provocada por la posición de la termoclina, pero también podría generarse un incremento en la productividad debido a una mayor entrada de nutrientes de fuente antrópica o a un mayor aporte de micro-nutrientes depositados por el viento (Michaels et al., 1996). Otros cambios pueden afectar a la fisiología y composición taxonómica de las poblaciones oceánicas. También pueden producirse cambios en la química del carbono. Así, la concentración del ión carbonato podrá disminuir en un 30% y el pH en más de 0,2 unidades en la capa media oceánica. Igualmente, se podrán producir modificaciones en la relación de carbonato cálcico a carbono orgánico en las zonas de arrecifes de coral (Smith y Buddemeier, 1992), lo que afectará a las cantidades de carbono orgánico disuelto.

Las observaciones temporales realizadas en la década de 1990 han puesto de manifiesto que la biota oceánica responde dramáticamente a la variabilidad climática interanual como son las perturbaciones provocadas por el fenómeno El Niño, oscilación austral o ENSO, en sus siglas inglesas (Karl, 1999). El calentamiento oceánico debido al cambio climático podría generar cambios similares a los provocados por esa perturbación. Las simulaciones realizadas a partir de modelos de circulación oceánica general muestran que los cambios biológicos podrían incrementar la toma oceánica de CO₂ entre un 5 y un 25%, lo que en cierta manera podría contrarrestar la reducción en ese secuestro provocada por los problemas en la mezcla de aguas y en la circulación oceánica.

Por otra parte, actualmente se está dando importancia a las relaciones entre la estructura de los ecosistemas marinos y la velocidad a la cual los procesos biológicos hacen circular el carbono entre la superficie y las aguas profundas. La estructura más

conocida, sobre todo en aguas ecuatoriales y subtropicales, es la denominada “*loop microbiano*”. Esta formación (Landry et al., 1997) consiste en una serie de organismos muy pequeños organizados en una estructura trófica muy compleja con un reciclado de nutrientes muy eficiente, escasa acumulación de biomasa y escasa exportación del carbono, y que se mueven entre las aguas superficiales y las profundas. Hay evidencias experimentales (Coale et al., 1996) de que las perturbaciones de nutrientes en esta comunidad (en equilibrio estable) llevan a un crecimiento desordenado y al predominio de diatomeas y de otros organismos de gran tamaño del fitoplancton. Estas explosiones de crecimiento de las diatomeas incrementaría la toma de CO₂ desde la atmósfera hacia las aguas superficiales y, eventualmente, provocaría una exportación vertical de carbono particulado a las aguas profundas.

A altas latitudes y, particularmente, en el océano Antártico, el incremento de la estratificación de las aguas en respuesta al cambio climático puede llevar a una exportación más eficiente del carbono desde las aguas superficiales a las profundas, reduciendo de manera consecuente la concentración superficial de nutrientes y el carbono. Este efecto se ha supuesto a través de modelos (Sarmiento y Le Quére, 1996) y todavía no ha podido ser confirmado por observaciones directas. En aguas subtropicales y ecuatoriales, el calentamiento podría provocar un efecto contrario, ya que el incremento de la estratificación en la columna de agua puede generar una reducción en el aporte de macro- y micro-nutrientes, cambios en los organismos fijadores de nitrógeno e, incluso, una menor exportación de carbono que la que se produce hoy en día (Falkowski et al., 1998). Hay evidencias de que estos cambios están ocurriendo ya actualmente en el hemisferio norte (Karl et al., 1997; McGowan et al., 1998), aunque se desconocen las contribuciones potenciales de tales cambios al sumidero de carbono oceánico.

De todas maneras parece factible considerar la hipótesis de que las cantidades de carbono de origen antrópico en el océano podrían incrementarse en los próximos años en respuesta al incremento de la concentración atmosférica de CO₂ aunque la velocidad de este incremento estará modulada por los cambios que sufran la circulación oceánica, la biología y la química de las aguas. Esta hipótesis [que se espera que pueda ser realmente comprobada en los próximos años, debido a las investigaciones que se están realizando en diferentes proyectos pluridisciplinarios de ámbito internacional: GEOSECS (*Geochemical Ocean Sections*), TTO (*Transient Tracers in the Ocean*), SAVE (*South Atlantic Ventilation Experiment*), WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*), JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Study*)] considera, como es lógico, que el océano seguirá siendo un sumidero de carbono, lo mismo que se ha considerado para los ecosistemas terrestres boreales. Estos dos sumideros, además, deben considerarse conectados a pesar de su diferente ubicación, ya que el conocimiento de los flujos de CO₂ a través de Norte-América o de Eurasia requiere el conocimiento de los flujos atravesando el Pacífico Norte y el Atlántico Norte.

Las hipótesis sobre la persistencia en el futuro de esos dos grandes sumideros de carbono abre un gran campo de perspectivas en la investigación del ciclo del carbono tanto a corto como a largo plazo, tanto a nivel global como regional, tanto a escala temporal

como espacial, o de diagnóstico o de pronóstico, e ilustra claramente la necesidad de integrar el conocimiento a la hora de plantear problemas a escala global.

En resumen, predecir el futuro papel del océano y de la biosfera terrestre en las concentraciones de CO₂ atmosférico necesita tener en cuenta los efectos *feedback* entre el cambio climático y los procesos biogeoquímicos, tanto terrestres como marinos. El cambio climático afectará a la biosfera terrestre y al océano, y los cambios en la biosfera terrestre y en el océano afectarán al CO₂ atmosférico. El conocimiento de todos estos mecanismos sólo podrá hacerse a través de un mayor desarrollo de modelos de las biosferas terrestre y marina, del comportamiento de la circulación oceánica y de la mezcla de aguas, así como de su respuesta a los efectos del calentamiento global.

1.2.6. Estrategias de manejo del CO₂ atmosférico

El fin de las estrategias de manejo del carbono es disminuir el incremento de las concentraciones de carbono de procedencia antrópica en la atmósfera. Para verificar este fin sería necesario, por un lado, reducir las emisiones de carbono y, por otro, incrementar la capacidad de secuestro de los sumideros oceánico y terrestre. Aunque no hay barreras físicas o químicas que impidan un uso más efectivo de los combustibles para disminuir esa emisión y aunque se tienda al menor consumo de este tipo de combustibles, otra opción será la de incrementar la toma de carbono tanto por el océano como por los ecosistemas terrestres.

Una forma de manejar el carbono atmosférico sería su bombeo a aguas profundas escasamente ventiladas, ya que los modelos indican que el océano podría absorber alrededor del 85% del carbono de fuentes antropógenas que se genera actualmente (Sarmiento et al., 1992). En el medio terrestre, la fotosíntesis podría secuestrar carbono pero sólo de una forma temporal (IGBP Terrestrial Carbon Working Group, 1998), ya que alrededor del 50% del carbono tomado inicialmente durante la fotosíntesis se pierde a través de la respiración. Además parte del carbono incluido dentro de la productividad primaria neta (C fotosintético menos C respirado) se pierde como *litter* y pasa a formar parte del carbono edáfico, parte del cual se pierde a través de la respiración del suelo, emitiéndose a la atmósfera. Se producen, además, pérdidas posteriores de ese carbono debido a los incendios, al consumo por insectos, y a la retirada de las cosechas. De ahí que el IGBP Terrestrial Carbon Working Group (1998) considere que para realzar el papel de sumidero se incremente el carbono edáfico (debido a sus menores tiempos de *turnover*) en vez del asociado a la biomasa viva. A pesar de que esta idea sea sencilla y clara es difícil de llevar a la práctica, ya que los ecosistemas terrestres presentan la particularidad de ser muy heterogéneos, con diferentes usos y prácticas agrícolas e, incluso, las zonas forestales, en principio más homogéneas, están constituidas por árboles de distinta edad y tipo cuyo ritmo de secuestro de carbono es diferente. Por otra parte, la aplicación de estos manejos tendrá un fuerte impacto social y económico por lo que habrá que tener muy en cuenta los costes y beneficios sociales, económicos y ecológicos que generen los mismos.

1.3. Tendencia climática reciente en el mundo y previsiones futuras

1.3.1. El calentamiento actual del planeta: modificaciones del clima

En el resumen del IPCC *Fourth Assessment Report* relativo al año 2007 (IPCC, 2007) realizado por los tres grupos de trabajo que constituyen el IPCC se proporciona una visión integrada de los cambios climáticos sobre la superficie terrestre, tanto actuales como su proyección hacia el final del siglo XXI.

Así, dicho resumen empieza declarando que el calentamiento global puede considerarse como algo inequívoco, tal lo ponen en evidencia las observaciones de incrementos en la temperatura media del aire y del océano, en la fusión de las zonas cubiertas por la nieve y el hielo, y por el incremento paulatino que esta sufriendo el nivel del mar.

En el período de 12 años que abarca el intervalo 1995-2006, once de esos doce años se han catalogado dentro de los 12 años más cálidos de los que se tiene noticia desde que existe el registro instrumental de temperaturas (desde 1850). La tendencia de incremento de los últimos cien años (1906-2005) de 0,74 °C (rango entre 0,56 a 0,92 °C) es sensiblemente superior a la tendencia que se había obtenido para el periodo 1901-2000 y publicado en el *Third Assessment Report* (0,6 °C, con rango entre 0,4-0,8 °C). El incremento de temperaturas se produce en todo el globo y es mayor cuanto mayor es la latitud, al menos en el Hemisferio Norte. Además, las zonas continentales han sufrido un calentamiento más intenso que las zonas oceánicas.

El aumento del nivel del mar es consistente con el calentamiento. El promedio anual de incremento se establece, desde 1961, en un valor de 1,8 (oscilando entre 1,3 a 2,3) mm/año, y desde 1993 hasta la actualidad el incremento ha sido de 3,1 (oscilación entre 2,4 a 3,8) mm/año, favoreciendo esta mayor subida del nivel del océano la expansión térmica de las masas de agua y la fusión de glaciares y áreas circumpolares. No puede considerarse, por el momento, si esa mayor velocidad de subida obtenida de 1993 a 2003 representa una variación decenal o si representa una tendencia de variación aleatoria.

Las disminuciones observadas en la extensión del hielo y de la nieve son también consistentes con el calentamiento global. Los datos de satélite desde 1978 muestran que la extensión helada del océano Ártico disminuye alrededor del 2,7% (valores entre 2,1 al 3,3%) por década, con mayores disminuciones en verano (por término medio 7,4% por década). En ambos hemisferios se observa igualmente que los glaciares de montaña y las áreas cubiertas por la nieve han ido desapareciendo progresivamente.

Desde 1900 al año 2005 la precipitación se ha incrementado significativamente en las zonas orientales de Norte y Sur América, en el norte de Europa y en el Norte y Centro de Asia, pero ha disminuido de forma apreciable en la región del Sáhara y alrededores (el

Sahel), la cuenca mediterránea europea, África del Sur y parte del Sur de Asia. Globalmente, se estima que el área afectada por la sequía se ha incrementado desde 1970.

Igualmente, se supone que en los últimos 50 años las noches frías y con heladas se han vuelto menos frecuentes en la mayor parte de las zonas continentales, y que, por el contrario, los días y noches calurosos son más frecuentes. Igualmente, hay la percepción de que las olas de calor se han hecho más frecuentes en las zonas continentales, que la frecuencia de las precipitaciones se ha incrementado en muchas áreas y que, desde 1975, el peligro aparejado con un nivel del mar extraordinariamente elevado se ha hecho tremendamente popular, independientemente de la psicosis despertada por el reciente tsunami del Sur de Asia, ya que los tsunamis no son fenómenos relacionados con el cambio climático.

También se han observado evidencias de un incremento en la actividad de los ciclones tropicales en el Atlántico Norte desde 1970, aunque hay escasas evidencias de incrementos posteriores. No existen tendencias claras sobre la variación en el número de ciclones a lo largo del año, pero quizás esto sea debido a la dificultad de estudiar la actividad de los ciclones en fechas anteriores a 1970.

Las temperaturas medias en el hemisferio Norte durante la segunda mitad del siglo XX se creen que fueron más elevadas que en cualquier otro período de 50 años durante los últimos 500 años e incluso que en los últimos 1.300 años.

1.3.2. Evidencias del cambio climático sobre los ecosistemas naturales

Desde 1970 hay evidencias observables en todos los continentes y en la mayor parte de los océanos que los sistemas naturales están siendo afectados por los cambios climáticos regionales, en particular por los incrementos de temperatura. Así, las modificaciones sufridas por las capas de hielo y nieve han incrementado el número y tamaño de los lagos glaciares, han incrementado la inestabilidad de las laderas tanto en las zonas montañosas como en las zonas del *permafrost* y han generado importantes cambios en los ecosistemas ártico y antártico. También hay la percepción de que algunos sistemas hidrológicos se han modificado debido al incremento de la precipitación y a la fusión temprana de la nieve y que estas modificaciones han afectado a la estructura térmica y a la calidad del agua de ríos y lagos.

En ecosistemas terrestres, se ha puesto de manifiesto una más temprana floración, así como modificaciones en el patrón de comportamiento de animales y plantas. También se ha indicado que el calentamiento de las aguas dulces y marinas ha llevado a cambios y crecimientos adelantados de algas y fitoplancton, variaciones en la abundancia de los peces y cambios en la salinidad de las aguas y en los niveles de oxígeno.

Estas observaciones están refrendadas ya que más del 89% de las series de datos observadas (de 29.000 series) han mostrado cambios de los sistemas físicos y biológicos en

la dirección esperada en respuesta al calentamiento. No obstante, a pesar de esta alta confianza hay una falta notable de balances geográficos siendo muy destacable la falta de observaciones en los países menos desarrollados.

Por otro lado, hay una credibilidad “media” en que están emergiendo en los medios naturales otra serie de efectos provocados por el calentamiento global, pero que son difíciles de comprobar. Entre estos se incluyen algunos efectos provocados por el incremento de temperatura que afectarían al manejo agrícola y forestal, sobre todo en el hemisferio Norte, y que se reflejarían en una necesidad de adelantar la siembra así como en alteraciones en las zonas forestales debido a una mayor incidencia de incendios forestales y un mayor desarrollo de plagas.

Igualmente algunos aspectos relacionados con la salud humana, tales como la mortalidad relacionada con las olas de calor en Europa, incremento en las enfermedades de transmisión por vectores en algunas áreas y mayor incidencia de pólenes causantes de alergias en las latitudes medias y altas del hemisferio Norte.

1.3.3. Causas de las modificaciones del clima

El informe del IPCC atribuye claramente el cambio climático a un cambio en la concentración atmosférica de gases invernadero y aerosoles, al cambio de cubierta vegetal sobre muchos suelos y a modificaciones de la emisión solar. Todos ellos modifican el balance de energía del clima terrestre.

Así las emisiones globales de GHG debido a la actividad humana han incrementado desde la época preindustrial, con un incremento del 70% entre 1970 y 2004. Los mayores incrementos los han tenido el CO₂, el metano (CH₄) y el óxido nitroso (N₂O), que actualmente presentan los valores más elevados desde hace más de 650.000 años. El incremento global del CO₂ se debe al uso de combustibles fósiles, colaborando en un pequeño porcentaje la emisión generada por el cambio de uso del suelo. El aumento del metano es debido básicamente a la agricultura y al uso de combustibles fósiles y el incremento del N₂O es fundamentalmente debido a la agricultura.

1.3.4. Futuros cambios climáticos y sus impactos

Hay evidencias que aún bajo las medidas de control actuales y manteniendo prácticas de desarrollo sostenible, las emisiones globales de gases invernadero continuarán creciendo al menos en las próximas décadas. Este incremento seguirá provocando un posterior calentamiento e inducirá un gran número de cambios en el sistema climático global durante el siglo XXI que, incluso, podrían ser superiores a los observados durante el siglo XX. Así, se proyecta un calentamiento para los próximos 20 años de alrededor de 0,2 °C por década e, incluso si la concentración de gases invernadero se mantuviera constante se esperaría un calentamiento de alrededor 0,1 °C por década.

Está claro que cualquier previsión sobre el clima del futuro tiene que tener en cuenta escenarios específicos de emisión de gases. En el caso de los escenarios más desfavorables se supone que en el decenio 2090-2099 la temperatura media podría ser hasta 4 °C superior a la existente en el decenio 1990-1999, aumento de temperatura que iría acompañado de un ascenso del mar, debido a la fusión del hielo, cercano a 0,5 m.

Por otra parte, se supone con bastante certeza que se cumplirán las expectativas ya indicadas en el *Third Assessment Report* sobre fenómenos climáticos extremos. Así, el calentamiento será más pronunciado en las zonas continentales y en las latitudes más septentrionales y será menor en el océano Antártico y en algunas partes septentrionales del océano Atlántico. Además, se seguirá produciendo la disminución de las zonas ocupadas por el hielo, se incrementará la profundidad de congelamiento del suelo en las zonas de *permafrost* y disminuirá la extensión del hielo en el océano. Aumentará la frecuencia de acontecimientos cálidos, olas de calor y precipitaciones torrenciales, se producirán aumentos en la intensidad de los ciclones tropicales, se incrementará la precipitación en altas latitudes y disminuirá en la mayor parte de las zonas subtropicales, de acuerdo con las tendencias observadas actualmente.

1.3.5. Previsiones del *Fourth Assessment Report* para Europa

En el caso particular de Europa se espera que el cambio climático magnifique las diferencias en recursos actualmente existentes, que incremente el riesgo de inundación de muchas áreas litorales y se incremente la erosión debido a la mayor incidencia de tormentas.

En las zonas montañosas se producirá una disminución de las lenguas de los glaciares, y el cambio de clima irá acompañado de una fuerte reducción en la biodiversidad vegetal.

En el área mediterránea, las perspectivas del clima del futuro conducen hacia condiciones climáticas extremas debido a las altas temperaturas e incremento de la aridez, lo que afectará a la disponibilidad de agua, a la producción de cosechas y riesgo de incendios, fundamentalmente.

1.3.6. Tendencia climática reciente en España y previsiones futuras

En el informe sobre el cambio climático en España de 2005, de Castro et al. (2005) señalan que es extraordinariamente difícil realizar una síntesis global y con carácter comparativo de los resultados obtenidos en los diversos análisis y estudios sobre las tendencias recientes en las variables climáticas en España pero que, aún a pesar de ello, no queda duda de una elevación bastante general de la temperatura durante el último cuarto de siglo y de una variación con tendencias mal definidas de la precipitación.

1.3.6.1. Variación de la temperatura

El incremento medio de la temperatura media anual está confirmado por los análisis de datos de las series individuales más largas existentes en España (Raso, 1997). Por otra parte, para el período 1864-1999 de series regionales homogeneizadas de datos se ha constatado un incremento significativamente estadístico de las medias de temperaturas máximas, medias y mínimas, tanto anual como estacional, más marcado en invierno que en verano (Brunet et al., 2001).

La corrección del efecto urbano en una serie de 45 observatorios de la península, 27 de ellos con series que comienzan en 1869, permite extraer las siguientes conclusiones: 1) las temperaturas máximas han crecido significativamente desde 1970 hasta la actualidad, excepto en Galicia, a razón de 0,6 °C/década como valor medio, aunque con grandes variaciones regionales; 2) las temperaturas mínimas han experimentado un ascenso similar, y 3) el calentamiento ha sido detectado fundamentalmente en invierno (Staud, 2004). Aunque puede establecerse sin ningún género de dudas que a partir de la década de los años 70 el calentamiento en todas las regiones españolas es visible y significativo, en general el norte y el oeste español son las zonas de variaciones más suaves (Oñate y Pou, 1996).

A título de ejemplo se citan para la Meseta norte en el período 1972-1994 incrementos medios de las temperaturas mínimas medias anuales y medias anuales de 0,051 °C/año (Labajo y Piorno, 2001). Para la Meseta meridional durante el período 1972-1996 se produjeron incrementos tanto de las temperaturas máximas como de las mínimas de 1,62 °C y 1,49 °C, respectivamente (Galán et al., 2001). Para Aragón, Navarra y La Rioja los datos existentes muestran un calentamiento generalizado que no es homogéneo estacionalmente, pero que es muy claro en el incremento de las temperaturas máximas de primavera (0,143 °C/año) y de verano (0,096 °C/año). Además, hay una clara tendencia a una ausencia de variabilidad, de manera que las anomalías actualmente observadas son muy escasas (Abaurrea et al., 2001). En la región de Murcia sigue observándose la tendencia creciente de las temperaturas medias a partir de la década de los 70. Los mayores aumentos en las máximas se dan en áreas de montaña y los mayores aumentos en las mínimas en las tierras bajas cercanas al litoral (Horcas et al., 2001).

Para Cataluña, y también a partir de la década de los 70, se observa un comportamiento al alza de la media anual con incrementos de 0,07 °C/año (Brunet et al., 2001). Para los observatorios de la Comunidad Valenciana se detectó un comportamiento muy diferente en la evolución de la amplitud térmica diaria de los observatorios urbanos y rurales, lo que lleva a considerar que parte del calentamiento observado en las series térmicas de los observatorios urbanos podría ser consecuencia de una influencia de la aglomeración de viviendas (Quereda y Montón, 1999). Finalmente, para Andalucía, el observatorio de San Fernando muestra desde el primer cuarto del siglo XIX hasta la última década del siglo XX un cambio en la variabilidad diaria de la amplitud de las temperaturas (Moberg et al., 2000).

1.3.6.2. Variación de la precipitación

Los cambios en la precipitación durante el siglo pasado no son fáciles de verificar en el caso de España dada la complejidad de la distribución espacial de la precipitación, tanto en cuantía como en reparto estacional y en su concentración temporal, ya que no existen series de datos suficientes para realizar un estudio lo suficientemente exhaustivo que cubra toda la superficie española. En el caso de las series diarias más largas disponibles no se observa ningún aumento claro de la precipitación durante el período 1946-1999 así como tampoco se aprecia ningún incremento del número anual de días con precipitación. Para las series anuales más largas ocurre lo mismo: el norte y noroeste muestran una ligera tendencia al alza en la precipitación, el sur y sureste una tendencia decreciente, mientras que el resto del país (desde Extremadura hasta Valencia y Cataluña) no muestra tendencia definida (Milián, 1996). Este comportamiento diferenciado entre la franja del norte al alza, y el interior y fachada mediterránea a la baja ha sido observado en otros análisis (Esteban-Parra et al., 1998). Otras series de datos (Rocha, 1999) muestran una pequeña, pero consistente, reducción pluviométrica primaveral.

En los análisis de variabilidad pluviométrica interanual la hipótesis de un aumento de la misma no encuentra un aval claro en un contexto plurisecular (Rodríguez-Puebla et al., 1989). Las anomalías pluviométricas del siglo XX tuvieron una pauta similar a las de los cuatro siglos anteriores en Andalucía (Rodrigo et al., 2000), aunque la segunda mitad del siglo XX destaca por su alta variabilidad (Pita et al., 1999). En las últimas décadas la variabilidad interanual también se ha elevado en otras regiones, incluso en la Meseta meridional la tendencia creciente cubriría el siglo XX (Galán et al., 1999).

A pesar de que las pautas temporales de la precipitación a resolución diaria son de gran interés dados los problemas de erosión y drenaje que generan en los suelos españoles, hay muy pocos estudios sobre los mismos (de Castro et al., 2005). Los análisis publicados no permiten inferir una elevación de la intensidad diaria de la precipitación ni siquiera dentro de las cuencas mediterráneas (González-Hidalgo et al., 2003) y, por el contrario, el análisis cronológico de las series pluviométricas diarias muestra comportamientos bastante diferenciados entre los distintos observatorios (López, 2001). Así, en el observatorio de Barcelona se ha detectado un aumento de la cantidad acumulada por día en un contexto de menor número de días lluviosos (Burgueño et al., 2004), mientras que en el ámbito del archipiélago canario se ha detectado una marcada disminución pluviométrica durante la segunda mitad del siglo XX debido, fundamentalmente, a la reducción de las cantidades diarias más cuantiosas (García-Herrera et al., 2003).

1.3.6.3. Previsiones futuras

Las perturbaciones del clima que se podría derivar de un cambio climático global a lo largo del siglo XXI han sido simuladas según 6 modelos globales diferentes y un modelo de tipo regional (de Castro et al., 2005). Los resultados que se obtienen de estos modelos, según indican los autores del informe citado, no son predicciones climáticas sino

simplemente proyecciones de cómo podría alterarse el clima futuro tomando como referencia las características actuales del clima (período 1961-1990).

Los diferentes modelos globales considerados proporcionan respuestas discordantes sobre la magnitud de los cambios proyectados en las temperaturas y en las cantidades totales de precipitación a lo largo del siglo XXI en España, aunque también se observan notables coincidencias cualitativas. Los resultados más significativos se pueden resumir en lo siguiente:

- Los modelos coinciden en una tendencia al aumento de las temperaturas medias a lo largo del siglo XXI.
- Hay acuerdo entre los modelos en que ese incremento de temperaturas será más intenso en verano que en invierno, con valores intermedios en las otras dos estaciones del año.
- Tomando el promedio de los resultados proporcionados por los 6 modelos, la tendencia media de aumento de la temperatura a lo largo del siglo oscilaría entre 1,2 °C cada 30 años en invierno y 2 °C cada 30 años en verano.
- Los 6 modelos globales de predicción de clima coinciden en proyectar una reducción significativa de las precipitaciones totales sobre la Península Ibérica.
- La reducción de la precipitación prevista será mayor en primavera y menor en invierno.

Las proyecciones de cambio climático realizadas con el modelo regional se refieren fundamentalmente a previsiones del clima para el último tercio del siglo XXI (2071-2100) que afectan a temperaturas medias, precipitación anual, evapotranspiración y velocidad del viento.

Para las temperaturas medias están previstos aumentos entre 2 y 3 °C en el Oeste y Norte de la Península, e Islas Canarias en todas las épocas del año, aumentos que pueden llegar hasta 5-7 °C en el interior de la Península para verano.

En lo que respecta a la precipitación anual, una intensa disminución de las precipitaciones en primavera para toda la Península y en verano para la franja norte, desde Finisterre hasta el Mediterráneo, junto con un ligero incremento de la precipitación invernal para el cuadrante noroeste de la Península.

Las previsiones sobre la evapotranspiración conjugan, como es lógico, las modificaciones previstas para cambios de temperatura y de precipitación. Así para todo el territorio peninsular se estima como probable un ligero aumento de este parámetro en invierno, primavera y en otoño, mientras que en verano se produciría una fuerte

disminución en el tercio sur de la Península, una ligera disminución en el centro y Baleares y ligeros aumentos en el tercio norte peninsular.

La intensidad del viento tendería a disminuir en invierno y otoño, para toda la Península, y en primavera para la franja norte, mientras que en verano se producirían ligeros aumentos en el centro y sureste peninsulares.

Los modelos realizados también permiten estimar las posibles alteraciones de la variabilidad temporal para ese mismo último tercio del siglo XXI. Los resultados más relevantes de ese estudio serían:

- Se proyecta un aumento en la amplitud y frecuencia de las anomalías térmicas mensuales en relación con las proporcionadas por el clima presente.
- Se produciría, aunque no de forma regular en todo el territorio ni en todas las estaciones del año, un incremento en la amplitud de las oscilaciones térmicas que supondrían aumentos del 20%.
- No se aprecian alteraciones significativas en la frecuencia de anomalías mensuales de precipitación en los escenarios de clima futuro empleados, aunque esta conclusión se considera dudosa al no ser el método estadístico utilizado el más apropiado para este tipo de análisis.

En resumen, y si se atribuyen diferentes grados de certidumbre a las distintas previsiones realizadas se podría concluir lo siguiente:

- Hay una gran certeza en que durante el siglo XXI se producirá en toda España un incremento de las temperaturas, sobre todo de las medias estivales y en las zonas del interior peninsular, incremento térmico que irá acompañado de una menor precipitación anual.
- Ofrece un grado de certidumbre intermedio la previsión de que el clima futuro presente una mayor amplitud y frecuencia de anomalías térmicas mensuales que en relación al clima actual, así como una mayor frecuencia de días con temperaturas extremas en la Península (especialmente en verano) y una reducción de la precipitación durante la primavera.
- Hay escasa certidumbre de que el cambio climático conduzca a un aumento de la precipitación durante el invierno, en el oeste peninsular, y durante el otoño, en el nordeste.

1.3.7. La influencia del cambio climático en Galicia: predicciones

Aunque se ha contemplado a Galicia al hablar de las predicciones del cambio climático en España es conveniente dedicarle un poco más de atención, en razón a la

ubicación del objeto de estudio de esta tesis. Las predicciones más recientes sobre el impacto del calentamiento global sobre el clima de Galicia han sido realizadas en febrero de 2008 a lo largo de un Congreso promovido por la Dirección Xeral de Desenvolvemento Sostible de la Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible de la Xunta de Galicia. En dicho Congreso, denominado “Analise de evidencias e impactos do cambio climático en Galicia” se presentaron conclusiones que afectan tanto a la variación de las corrientes atmosféricas y a la variación de las variables meteorológicas o componentes del clima como al posible impacto del cambio climático en diversas actividades que afectan a los recursos naturales, tanto terrestres como marinos.

1.3.7.1. Variación de las corrientes atmosféricas

Con respecto al primer punto, Taboada et al. (2008) señalan que en la escala sinóptica, esto es, en lo que se suele denominar como patrones de teleconexión o *weather types*, se observa para Galicia una variabilidad decadal por lo que no se aprecian tendencias significativas al cambio climático. Posiblemente, la falta de tendencia sea debida a que la correlación de NAO (*North Atlantic Oscillation*) con la lluvia en Galicia no es uniforme, al menos para los sectores de las Rías Bajas y del interior (Lorenzo y Taboada, 2005; de Castro et al., 2008). Los cambios observados en la actualidad estarían asociados básicamente a cambios en el balance de radiación, que en igualdad de condiciones, podría generar unas temperaturas superficiales más elevadas, aunque tampoco se elimina la posibilidad de que se pudieran producir temperaturas más elevadas como consecuencia de posibles cambios en la situación de las masas de aire.

1.3.7.2. Variación de los componentes del clima

En lo que respecta a la evolución reciente del clima gallego, y en un estudio de las series climáticas más completas de Galicia, tanto de temperatura como de precipitación, Cruz et al. (2008), se indica que a partir de 1980 se puede apreciar un claro incremento de la temperatura media anual a razón de 0,18 °C/década, con los mayores incrementos para el interior de la provincia de Lugo, alcanzando Monforte un incremento de casi 0,4 °C por década desde 1980 hasta la actualidad. Los autores señalan que esta tendencia global es significativa dada la importancia y duración del período analizado y la magnitud de la pendiente. Con respecto a la temperatura máxima media anual, también desde 1980 se puede apreciar una tendencia creciente con un aumento de 0,21 °C/década, y correspondiendo de nuevo al interior de la provincia de Lugo (y especialmente a Lugo ciudad) los mayores incrementos (0,46 °C/década). Igualmente se puede apreciar una tendencia al incremento de la temperatura mínima media anual, con un valor medio para Galicia de 0,15 °C/década, presentando Monforte incrementos de 0,41 °C/década, aunque en la hoya de Orense se ha evidenciado una pequeña disminución de este parámetro climático a lo largo de la segunda mitad del siglo XX (-0,11 °C/década).

El análisis estacional de las temperaturas indica que en otoño e invierno no ha habido tendencias significativas de variación, por lo que la variación climática se genera

básicamente por el comportamiento de la primavera y del verano, siendo el incremento de las temperaturas máximas de la época de primavera el hecho mas sobresaliente (0,36 °C/década), mientras que el verano ofrece un menor incremento de las máximas que la primavera (0,24 frente 0,36 °C/década) y un mayor incremento de las mínimas (0,28 frente a 0,17 °C/década); es decir, que el incremento de la temperatura en el verano es más homogéneo a lo largo del día afectando de manera similar a los valores máximos y mínimos.

En cuanto a la evolución de las precipitaciones a lo largo del siglo XX y lo que llevamos del siglo XXI, los autores indicados antes señalan que no se observa ninguna tendencia estadísticamente significativa en la variación de la precipitación anual, ni considerando Galicia en conjunto ni considerando el comportamiento de la precipitación en cada una de las subregiones climáticas en las que se suele dividir a Galicia (oceánica, cantábrica e interior). De todas maneras, los autores destacan un descenso significativo de la precipitación durante el mes de febrero y un aumento significativo de la misma durante el mes de agosto, un descenso significativo de los días de lluvia en primavera así como de la frecuencia de lluvia extrema en este período, y un aumento de la frecuencia de lluvias extremas en otoño.

En las conclusiones generales de dicho Congreso se indica que estas tendencias observadas en los parámetros climáticos podrán proseguir en décadas sucesivas aunque no pueda descartarse un rápido enfriamiento atmosférico debido a un cambio climático abrupto. Además, también se señala que esas modificaciones observadas en el clima han empezado a ser patentes en el comportamiento de los ecosistemas terrestres y así, en los últimos años, se ha puesto en evidencia una proliferación de agentes patógenos de las masas arbóreas como consecuencia del incremento de la temperatura en invierno. Por otra parte, los índices meteorológicos de peligro de incendios forestales indican una tendencia a un empeoramiento significativo en las condiciones de inicio y de propagación del fuego en Galicia en los últimos decenios, así como un agravamiento de la situación de peligro de incendios en marzo y junio, además del incremento sostenido en la época estival de mayor riesgo (julio a septiembre). En otras palabras, se advierte una expansión y un adelanto en el inicio de la temporada de incendios. Otras evidencias del cambio climático se encuentran en las fases fenológicas vegetales (floración, maduración, etc.) y así, en lo que respecta a la vid se ha observado un adelanto de 18 a 25 días en la época de vendimia en los últimos 30 años, al menos para la provincia de Pontevedra.

1.4. Efecto del cambio climático sobre los suelos

1.4.1. Antecedentes

Los suelos son un componente importante del ecosistema e intervienen de manera decisiva en los ciclos regionales y globales del carbono y del nitrógeno. Están en equilibrio dinámico y, dado que el clima es uno de los factores fundamentales de formación del suelo

(Jenny, 1941), es lógico considerar que un cambio del clima genere un cambio en algún aspecto relacionado con los suelos. Estos cambios tendrán implicaciones en la calidad y sostenibilidad de la *pedosfera*, tanto a corto como a largo plazo (Kimble et al., 1998).

Si realmente se está produciendo un calentamiento global, tal como parecen indicar las predicciones climáticas y los informes del IPCC (IPCC, 2006), es necesario estimar el impacto que tendrá dicho cambio en los ecosistemas terrestres. Se han citado ligeros incrementos en la temperatura de la atmósfera (Jones et al., 1986; Boden et al., 1991), así como que la frecuencia de los fenómenos climáticos extremados (veranos más cálidos, inviernos más fríos) se ha hecho más variable, y la certeza de estas observaciones implica conocer en qué medida afectarán a las propiedades y dinámica de los suelos y si los cambios se producirán a corto o a largo plazo.

Un problema existente a la hora de indicar los cambios que puedan sufrir las propiedades edáficas es que es difícil predecir cuáles de ellas se verán modificadas, dado que en unas zonas de la tierra se generarán incrementos de temperatura y de precipitación, mientras que otras pueden experimentar disminución de la precipitación e incremento de la temperatura, por ejemplo. La mayor parte de los modelos climáticos sugieren que los cambios más importantes del clima se van a producir a altas latitudes, de manera que por encima del paralelo 40 se indican incrementos probables de la temperatura media anual de 2-3 °C (Trabalka, 1985; Folland et al., 1990, Moore y Roulet, 1995). De ahí que se considere que la zona de suelos más afectada será, posiblemente, la zona actualmente ocupada por el permafrost (Schlesinger, 1984; Kimble et al., 1993) y el componente fundamental de los suelos que se verá afectado por el cambio será la materia orgánica. Dado el papel central que ocupa la materia orgánica en toda la dinámica del suelo, las modificaciones que sufra ésta se trasladarán, con mayor o menor intensidad a otras propiedades del suelo.

Muchas de las alteraciones indicadas del suelo se consideran que lo serán a largo plazo. No obstante, también hay que esperar cambios que ocurran rápidamente, y esto posiblemente ocurra con el contenido en carbono del suelo, similarmente a como ocurre cuando un terreno no cultivado es puesto en cultivo. Los efectos del cambio de uso sobre la materia orgánica del suelo están bien documentados (Houghton, 1995), y esos efectos llevan acompañado bien un descenso en los niveles de muchas propiedades o, por el contrario, un aumento. Desgraciadamente, la mayor parte de esas modificaciones son inducidas por un incorrecto manejo del suelo por el hombre y se sabe poco de cómo pudieran influir cambios menores de temperatura. De todas maneras, se han hecho diferentes intentos para dilucidar cuales podrían ser esos efectos.

1.4.2. Efectos sobre la fisiología de las plantas

Está totalmente aceptado que la concentración de CO₂ en la atmósfera se está incrementando y que este incremento podrá continuar por sucesivas décadas.

Consecuentemente, dicho incremento conducirá a un aumento de la temperatura, aunque la importancia de éste se encuentra todavía sometida a debate. Igualmente, se esperan cambios en el régimen de precipitaciones, pero en todo caso hay que esperar que tanto los ecosistemas naturales como los influidos por la acción del hombre puedan seguir activos en el futuro, a pesar de ese enriquecimiento de la atmósfera en gases invernadero (Zak et al., 2000).

Es un hecho bien conocido que un incremento del CO₂ aumenta el potencial para el crecimiento vegetal. Altos niveles de CO₂ estimulan la fotosíntesis *per se*, ya que ambos, CO₂ y O₂ compiten por el mismo sitio sobre la enzima *Rubisco* (Goudriaan y Bijlsma, 1987). Investigaciones recientes han mostrado que para las cosechas agrícolas valores elevados de CO₂ incrementan la fotosíntesis, la materia seca, la producción y, en consecuencia, el valor económico de la cosecha, sobre todo en las especies de tipo C3 como la soja, aunque el incremento es menor en las especies C4, como el maíz. Altos niveles de CO₂ disminuyen la conductancia estomática y la transpiración, lo que generalmente mejora la eficiencia del uso del agua en la mayoría de las plantas (Lawlor y Mitchell, 1991). Visto en conjunto, habría que pensar que bajo una atmósfera más rica en CO₂ la productividad de la vegetación de la Tierra se incrementaría intensamente. No obstante, diferentes experimentos realizados indican que la asimilabilidad de nutrientes, el estrés hídrico y la temperatura pueden ejercer una fuerte influencia sobre la respuesta de las plantas a las elevadas concentraciones de CO₂ atmosférico y que, además, los factores climáticos y edáficos al variar extraordinariamente de unos puntos a otros, dificultan el obtener respuestas similares para distintas zonas geográficas (Zak et al., 2000).

Al nivel ecosistema, la distribución de carbono dentro de los tejidos vegetales (fundamentalmente en raíces y hojas), la demografía de los órganos vegetales (relaciones de nacimiento y muerte), la exudación de carbono en el suelo, la calidad de la *litter* (que podría expresarse mediante la relación C:N), y la producción de compuestos de defensa podrían influenciar la ganancia de carbono, las relaciones de retroalimentación y la estabilidad del sistema. Hasta este momento, la mayoría de los experimentos han sido hechos en medios controlados y la mayor parte de las investigaciones se han concentrado en unas cuantas plantas, sobre todo en la respuesta fisiológica que muestran las hojas (Bazzaz, 1990). No hay demasiada información sobre cómo la temperatura, el agua y los nutrientes interactúan para regular la respuesta de las plantas al incremento de CO₂ atmosférico, aunque a continuación se expondrán los hechos conocidos más sobresalientes.

El dióxido de carbono es el primer enlace molecular entre atmósfera y biosfera, y los productos formados en la fotosíntesis proporcionan la energía para la mayor parte de la actividad heterotrófica en el suelo. Casi toda la bibliografía (el 87% de los artículos revisados por Rogers et al., en 1994) indica que el peso seco de las raíces se incrementa bajo condiciones de CO₂ elevado, independientemente de la especie bajo estudio. Así, por ejemplo, del Castillo et al. (1989) indican incrementos en el número de raíces activas en la soja y una mayor capacidad de exploración del suelo por las mismas bajo una atmósfera más rica en CO₂. Las raíces del trigo de invierno penetran en el suelo con un mayor ritmo

de crecimiento bajo esas mismas condiciones (Chaudhuri et al., 1990). También se ha indicado que las raíces frecuentemente exhiben un mayor incremento en peso seco en relación al resto de órganos de la planta (Zak et al., 1993) y que la relación entre raíz y tallo también se incrementa, aunque esta respuesta es muy variable entre las diferentes especies (Rogers et al., 1994). Otros estudios han mostrado la existencia de una fuerte correlación entre el tamaño de la maceta y la capacidad fotosintética (Arp, 1991; Thomas y Strain, 1991), resultados que sugieren que las raíces son un importante sumidero para los fotosintatos y que el volumen radicular tiene el potencial de limitar la respuesta del crecimiento de la planta frente a una atmósfera enriquecida en CO₂.

Frecuentemente se señala que sostener una respuesta positiva al incremento del CO₂ requiere un incremento en la toma por la planta de la cantidad total de nutrientes esenciales y que, en algunas situaciones naturales, en las que los nutrientes asimilables pueden agotarse como consecuencia de la estimulación del crecimiento vegetal, la fertilidad natural del suelo puede imponer una severa limitación al crecimiento de las plantas. No obstante, Long (1991) ha indicado que simplemente con mantener el 40% de la actividad de la enzima *Rubisco*, las velocidades netas fotosintéticas podrían ser incrementadas en una atmósfera rica en CO₂ siempre y cuando la temperatura fuera superior a 22,5 °C. Parece que incluso en los casos de extrema deficiencia en nutrientes o en un medio muy frío, el crecimiento de las plantas sería siempre favorecido por atmósferas ricas en CO₂. La certeza de la anterior aseveración ha sido probada por Rogers et al. (1994), al menos para plantas agrícolas del ámbito de climas templados. Por otra parte, la transferencia de los productos carbonáceos al sistema radicular de plantas creciendo en una atmósfera rica en CO₂ se estima que dependerá básicamente de la nutrición mineral, sobre todo de la nutrición nitrogenada (Zak et al., 2000).

En situaciones experimentales donde la nutrición ha sido adecuada u óptima, el incremento del CO₂ provoca generalmente descensos en la relación raíz a tallo (Sionit et al., 1985; Tolley y Strain, 1985; Koch et al., 1986; Hollinger, 1987). Por el contrario, en experiencias en las que no hubo adición de nutrientes o en las que las plantas crecieron en medios deficientes en nutrientes, un incremento del CO₂ atmosférico provocó un incremento de la relación raíz a tallo y, por lo general, fueron las raíces más finas las que sufrieron mayor estimulación de crecimiento (Norby et al., 1986; Zak et al., 1993). Diferentes modelos fisiológicos y de crecimiento vegetal sugieren que las plantas distribuyen los recursos para compensar la toma relativa de carbono y de nitrógeno en función de la asimilabilidad relativa de estos recursos en el medio ambiente (Agren y Ingestad, 1987; Hilbert, 1990; Gleeson, 1993). Esencialmente, la respuesta de las plantas a un bajo aporte de nitrógeno se traduce en un incremento en la cantidad de raíces mientras que la respuesta a un escaso aporte de carbono es la de incrementar la superficie foliar (Eamus y Jarvis, 1989). En otras palabras la distribución de carbono a las raíces es función de la asimilabilidad del nitrógeno en el suelo. Dado que las plantas tienen más carbono para utilizar cuando el nivel atmosférico de CO₂ es alto, hay que esperar que a un nivel dado de asimilabilidad de nutrientes se produzca un incremento del crecimiento radicular.

El mayor desarrollo radicular bajo una atmósfera rica en CO₂ lleva aparejado una modificación de la respiración vegetal. La respiración radicular es significativamente mayor que la de las zonas aéreas, si se consideran las tasas de respiración en relación al peso seco (Farrar, 1981). Para aquellas plantas de crecimiento rápido, el mantener la respiración significa consumir sólo una pequeña parte de lo asimilado y, por ello, el incremento de respiración está relacionado con el incremento en crecimiento (Agren y Ingestad, 1987). Si el crecimiento radicular se incrementa, habrá un concomitante incremento de la respiración radicular, y el flujo total de CO₂ desde el suelo debería mostrar un incremento proporcional al incremento de la respiración de las raíces finas.

Un aspecto todavía no resuelto es si el incremento de CO₂ atmosférico cambia la naturaleza de la planta o si simplemente acelera el desarrollo ontogénico de la misma. Coleman et al. (1993) han indicado que el CO₂ acelera el crecimiento y que la concentración de nitrógeno en los tejidos es función del tamaño de la planta. Estos resultados mostrarían que el efecto sería simplemente una aceleración de la ontogenia. Dada la falta de curvas de crecimiento de las raíces finas comparables a las existentes para el desarrollo de las partes aéreas, queda la duda de si el incremento de CO₂ altera el envejecimiento del sistema radicular, la cantidad de exudados y si afecta o no al desprendimiento de cortezas.

Las alteraciones en el crecimiento radicular pueden afectar también a las interacciones con patógenos en el suelo. Rogers et al (1994) indican que, dado que una concentración elevada de CO₂ incrementa las ganancias de carbono y el crecimiento potencial de las plantas, éstas serán capaces de soportar un mayor nivel de infección sin una reducción de la cosecha. Las plantas más vigorosas también serán las que podrán resistir infecciones de patógenos de baja incidencia, tales como los parásitos facultativos, lo que causaría una menor incidencia y severidad de las enfermedades (Zak et al., 2000). De todas maneras, conclusiones de este tipo se antojan como excesivamente simplistas, y lo único que parece cierto es que la cantidad y calidad de los productos metabólicos excretados en la rizosfera cambiará de forma importante en atmósferas enriquecidas en CO₂ y este cambio es el que determinará, fundamentalmente, la incidencia y severidad de las enfermedades generadas por organismos edáficos.

Luxmoore (1981) ha sugerido un escenario en el que una fotosíntesis incrementada en una atmósfera rica en CO₂ podría incrementar la cantidad de carbono distribuido hacia las raíces, provocando una mayor exudación radicular, una mayor infección por micorrizas y una mayor fijación de nitrógeno. En algunas especies arbóreas, el incremento en la producción de raíces finas bajo una mayor concentración de CO₂ ha estado asociado con un incremento en la velocidad de formación y densidad de zonas micorrizadas (Norby et al., 1987; O'Neill et al., 1987). También se ha indicado que ya que la respiración de los hongos es mayor que la de las plantas vasculares, el incremento de la colonización por micorrizas de las raíces de las plantas bajo CO₂ elevado podría incrementar la respiración total de la planta (Lamborg et al, 1983). También hay evidencias de que la fijación de nitrógeno por leguminosas se incrementa bajo condiciones de atmósferas ricas en CO₂

debido a una intensificación de la nodulación (Norby, 1987). Desde una perspectiva muy simple, la intuición sugiere que el incremento de crecimiento radicular producido por una concentración de CO₂ elevada podría proporcionar sustratos carbonáceos adicionales para la actividad heterotrófica del suelo y las evidencias experimentales preliminares sugieren que esto es realmente lo que ocurre (Zak et al., 1993).

Otro fenómeno importante que ocurre bajo condiciones de CO₂ elevado son las modificaciones en la rizosfera que llevan aparejadas cambios en la estructura edáfica. Aunque existe poca información sobre la composición de la rizosfera en condiciones de atmósfera rica en CO₂, se considera que la rizosfera se incrementaría como consecuencia del aumento de raíces finas y que la mayor exudación que producirían éstas tendría una influencia positiva en la formación de una estructura de suelo.

También tendría un importante impacto en los procesos edáficos y en la actividad biológica del suelo cualquier modificación que se produjera en la distribución de la *litter*, sobre todo en aquellos sistemas agrícolas en los que los restos de la cosecha anterior se entierran en el suelo.

El impacto de concentraciones elevadas de CO₂ sobre el ciclo del nitrógeno es un tema clave, ya que el nitrógeno es un factor limitante de la mayoría de los ecosistemas terrestres. Varios autores han predicho que la velocidad de descomposición de la *litter* será más lenta bajo concentraciones elevadas de CO₂ (Zak et al., 2000). Estas predicciones se basan en las conclusiones de diferentes estudios en los que plantas creciendo en medios ricos en CO₂ mostraban una disminución de la relación C:N de sus tejidos vegetales, y en las evidencias de que los tejidos ricos en carbono (y, por lo tanto, en lignina) y pobres en nitrógeno se descomponen lentamente. Schinmel (1990) ha sugerido que a nivel ecosistema un cambio climático provocará a largo plazo una intensa disminución del nitrógeno asimilable, negando por tanto que el cambio climático tenga un efecto de fertilización.

No obstante, otros autores (Zak et al., 1993, 2000) consideran que el incremento de la *litter*, y fundamentalmente la producción de raíces finas en respuesta a un CO₂ elevado provocará un concomitante incremento de las poblaciones microbianas. Aunque los microorganismos edáficos se encuentran limitados por un gran número de factores físicos (temperatura y potencial matricial, entre otros), la biomasa microbiana está correlacionada con el contenido en C orgánico (Wardle, 1993; Insam y Domsch, 1998). A concentraciones elevadas de CO₂ atmosférico, el incremento de la asimilabilidad del C y de las poblaciones microbianas estará relacionado con el incremento en producción de raíces finas y con la velocidad de descomposición de las mismas una vez muertas, esto es, estará relacionada con la velocidad a la que el C procedente de las raíces se incorpora al suelo. Cambios en la asimilabilidad de C relacionados con el CO₂ elevado podrían ser observados en primera instancia mediante cambios en la dinámica de nutrientes de la rizosfera y en la actividad microbiana (Pregitzer y Euskirchen, 2004).

Por lo tanto, el incremento en la asimilabilidad del carbono, resultado de la relativamente mayor producción vegetal bajo elevado CO_2 , podría conducir a un *feed-back* positivo de las transformaciones del nitrógeno y generar una mayor disponibilidad de N para las plantas. El metabolismo del carbono derivado de los restos vegetales indudablemente influenciará las transformaciones del nitrógeno ya que todos los microorganismos requieren tanto C como N para su mantenimiento. Cuando la cantidad de C lábil sea alta en el suelo, el nitrógeno inorgánico se asimilará, bien para el mantenimiento de la biomasa edáfica, bien para formar nuevas células microbianas. A su vez, el nitrógeno será liberado de las células microbianas cuando la asimilabilidad del carbono limite el crecimiento y las poblaciones microbianas tengan que disminuir. Sin embargo, tanto los análisis teóricos como las evidencias experimentales sugieren que la mineralización del nitrógeno podría incrementar en respuesta a los pulsos de C lábil generados por las excreciones radiculares (Clarholm, 1985; Kuikman et al., 1990). La cantidad de C accesible para el mantenimiento de la biomasa o para la biosíntesis sería, por tanto, un regulador clave de la dinámica del N en el suelo. Este carbono lábil incrementaría bajo atmósferas de C elevado y, por tanto, habría que esperar una influencia positiva sobre la asimilabilidad del nitrógeno (Zak et al., 2000). En todo caso, e independientemente de las posiciones opuestas que ofrecen los investigadores, la resolución de este mecanismo de retroalimentación entre CO_2 y asimilabilidad del N está considerada como un punto clave a la hora de entender como la vegetación natural responderá al enriquecimiento de la atmósfera en CO_2 .

Las relaciones entre temperatura del suelo y longevidad radicular (esto es, velocidad de muerte de las raíces) no está clara (Pregitzer y Euskirchen, 2004). La muerte de las raíces puede ocurrir a cualquier temperatura del suelo sub-letal si otro tipo de recursos, tal como la humedad, no son adecuados (Bevington y Castle, 1985; Khuns et al., 1985). De todas maneras hay que considerar que las temperaturas óptimas para el crecimiento radicular son próximas a 30 °C, para la mayoría de las especies, y las temperaturas de campo difícilmente superarán esos valores, incluso en un mundo recalentado. Las temperaturas elevadas en el suelo tienden a acelerar la velocidad a la que las raíces envejecen (Atkinson, 1980) pero, en cualquier caso, hay todavía muchas incertidumbres sobre el efecto que las temperaturas elevadas puede causar sobre la vida media de estas raíces finas.

A pesar de la falta de datos empíricos, pueden extraerse diferentes conclusiones sobre las relaciones citadas en la bibliografía entre temperatura edáfica y longevidad de las raíces finas, sobre todo aplicando los conocimientos actuales de cómo las temperaturas edáficas afectan a la respiración radicular. Está aceptado que la respiración basal radicular se incrementa cuando la temperatura del suelo se incrementa (Cox, 1975; Lawrence y Oechel, 1983). Los valores de Q_{10} citados en la bibliografía oscilan entre 2 y 2,7 (Billings et al., 1977; Marshall y Waring, 1985). Temperaturas del suelo elevadas facilitan, además, la pérdida de los aportes de carbohidratos a las raíces finas. Recientemente, Hendrick y Pregitzer (1993) han señalado que la temperatura del suelo puede ser la responsable de las

vidas medias más cortas de las raíces en la vegetación forestal de bosques deciduos templados. El mecanismo que podría explicar este comportamiento sería una mayor pérdida de carbohidratos debido a una mayor tasa de respiración.

Si la longevidad de las raíces disminuye a medida que la temperatura edáfica aumenta, los costes de producción de raíces finas se dispararán ya que el área absorbente ligada a estas raicillas deberá ser reemplazada más frecuentemente. De todas maneras, la observación de que las raíces envejecen más rápido a temperaturas más calidas del suelo tiene valor siempre independientemente del grado en que esa vitalidad sea afectada. Las raíces pierden algo de su capacidad para la absorción de agua y nutrientes cuando envejecen y se suberifican. Por tanto, el coste de mantener suficiente área absorbente y, en consecuencia, los costes metabólicos de esta construcción, se incrementarán a media que la edad de la raíz aumente. En otras palabras, en cualquier circunstancia cualquier elevación de la temperatura incrementará las necesidades de carbono del sistema radicular. Aunque se piensa que la aclimatación a esas altas temperaturas podría moderar los cambios (Amthor, 1981), está claro que un mundo de temperaturas más elevadas modificará los procesos de desarrollo vegetal, lo que generará cambios en el metabolismo vegetal, incluyendo los efectos sobre la respiración radicular.

Los incrementos de temperatura generarán una mayor actividad microbiana con el resultado de una mayor mineralización de la materia orgánica y un mayor desarrollo de algunos procesos asociados, tal como la desnitrificación. La actividad microbiana del suelo normalmente responde de manera exponencial a la temperatura duplicando, aproximadamente, la actividad por cada 10 grados de incremento de la temperatura. Consecuentemente, un incremento de 2-3 grados, rango de incremento que generalmente se asocia al cambio climático, provocará un incremento de la actividad microbiana del 15-23% (Sinclair, 1992).

Este incremento de la actividad microbiana provocado por el cambio climático acelerará los procesos de descomposición de la materia orgánica y, por tanto, liberará CO₂ a la atmósfera, lo que a su vez facilitará el calentamiento posterior (Jenkinson et al, 1991). Este mecanismo de retroalimentación puede ser cuantitativamente importante, ya que se piensa que el CO₂ es el responsable del 55% del incremento en el refuerzo radiactivo que suponen las emisiones de gases invernadero a la atmósfera.

La emisión de CO₂ desde el suelo será una fuente muy importante de CO₂ atmosférico a escala global. Si además la agricultura se desplaza hacia el norte a medida que el clima se caliente entonces el carbono del suelo se volverá incluso una parte más importante del carbono atmosférico. Billings et al. (1982, 1983) han sugerido que la tundra ártica podrá transformarse desde su papel actual de sumidero de CO₂ a fuente de CO₂ si las temperaturas del planeta se siguen incrementando, y Schlesinger (1990) indica que, dado que el carbono estable del suelo se almacena a un ritmo muy lento, posiblemente no se transforme en un sumidero hasta dentro de mucho tiempo. En otras palabras, la respiración

del carbono edáfico será una importante fuente que podrá acelerar la acumulación de CO₂ en la atmósfera si el clima se calienta.

Los efectos del incremento del CO₂ y de la temperatura sobre la productividad y los procesos edáficos han recibido, generalmente, consideración separada, de modo que la interacción entre ambos factores ha recibido escasa atención, a pesar de que se suele considerar que es en el contexto de las interacciones complejas y en condiciones de campo donde deben juzgarse los efectos del cambio climático (Bazzaz, 1990; Lawlor y Mitchell, 1991).

Así, en primer lugar, es un hecho llamativo el que los efectos que se indican para el incremento del CO₂ y de la temperatura sean a veces opuestos (Bazzaz, 1990). Tal como se acaba de describir, a temperaturas más altas, las plantas tienen menor capacidad de almacenamiento de carbohidratos para mantener las raicillas; sin embargo, las plantas que crecen en medios ricos en CO₂ tienen mayor densidad radicular. A temperaturas más cálidas las plantas tienen menor relación raíz a tallo, mientras que plantas que crecen en atmósferas ricas en CO₂ presentan normalmente mayores valores de esta relación. Por otra parte, el mayor aporte de asimilatos proporcionados por el alto CO₂ y el incrementado carácter de sumidero metabólico provocado por el calentamiento del suelo podrían combinarse para producir mayores sistemas radiculares, con menores mecanismos inhibidores de la fotosíntesis y un mayor flujo de carbono hacia el suelo a través de la exudación radicular y la muerte de las raíces finas.

Strain (1987) ha discutido los aspectos fisiológicos y ecológicos de las respuestas de las plantas a una concentración elevada de CO₂ atmosférico. Su argumento es que si las respuestas primarias a los procesos fisiológicos, como fotosíntesis, respiración, distribución del carbono y uso eficiente del agua, ocurren en respuesta al CO₂ elevado, entonces podrán tener lugar, al más alto nivel, diferentes interacciones abióticas-bióticas, animal-plantas e, incluso, ecológicas. Estos cambios podrían combinarse de manera que alterarían localmente la función ecosistema y modificar, a su vez, otros aspectos del medio global.

Bazzaz (1990) concluye que los impactos sobre la productividad del ecosistema podrían generarse a partir de cambios en la composición de las especies producidos por la diferente respuesta de éstas al calentamiento global. La densidad de las plantas, la composición de las especies, la asimilabilidad de los diferentes recursos y la influencia de herbívoros, patógenos y simbiontes, podrían interactuar con un medio global cambiante a través de vías complejas que determinarán la respuesta de la comunidad a las futuras condiciones globales.

Con el conocimiento de que los ecosistemas son interactivos, complejos, dinámicos y todavía escasamente comprendidos, los políticos deben decidir cuanto podrían ser modificados en orden a mantener la integridad del medio ambiente.

1.4.3. Efectos sobre la capa superficial del suelo

Los primeros centímetros del suelo son muy sensibles a los regímenes de temperatura y humedad que están asociados con el posible cambio climático global. Para comprender como se verían afectados, Kimble et al., 1999, comparan suelos bajo diferente régimen térmico, tal como lo define la *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1975). Consideran que un cambio de la humedad del suelo y una modificación del contenido en materia orgánica, tendría una influencia fundamental sobre el color del suelo, fundamentalmente sobre el parámetro de “*value*” (parámetro que expresa la raíz cuadrada de la reflectividad en el rango visible, Soil Survey Staff, 1993). Un cambio del “*value*” tendrá una repercusión inmediata en el albedo, esto es, en la radiación reflejada, aunque para los autores anteriores el albedo de la capa superficial puede verse afectado de modos diferentes. Una posibilidad considera aquellos casos en que la exposición del suelo a la radiación se produce en ausencia de cubierta vegetal en zonas frías. En estas condiciones, una elevación de temperatura reduciría la capa de nieve y reduciría, por tanto, el albedo. La otra situación contempla áreas que, como consecuencia del cambio climático se volverán más secas y que tienen vegetación reducida. En éstas, la disminución de la materia orgánica como consecuencia de la mineralización promovida por un incremento de la temperatura, modificaría intensamente el “*value*” del suelo, haciéndolo más claro y, por tanto, incrementaría la reflectancia, generando un mayor albedo.

1.4.4. Efectos sobre la estructura del suelo

La estructura del suelo depende, por una parte, del clima debido a los cambios inducidos por éste sobre el contenido en materia orgánica y, por otra parte, porque la agregación es dependiente de los regímenes de humedad y temperatura del suelo (Kimble et al, 1998).

Los efectos directos de la materia orgánica se refieren al desarrollo de agregados a través de la formación de complejos organo–minerales que influyen en la agregación total, distribución de tamaños de agregados, estabilidad de los agregados frente a las fuerzas disruptivas del viento y del agua, y resistencia del agregado a la ruptura y deformación debido a las fuerzas generadas por el peso de máquinas, personas y animales. Efectos indirectos de la materia orgánica están relacionados con la biodiversidad del suelo y con la actividad y diversidad de las especies de la fauna edáfica.

Los gusanos de tierra, termitas y otros componentes tanto de la macro como de la microfauna tienen una influencia decisiva en la estructura del suelo. Las actividades de la fauna relacionadas con propiedades estructurales son: la construcción de túneles y madrigueras, la mezcla y *turnover* del suelo, la descomposición de la biomasa, y la excreción de residuos sólidos y líquidos que enriquecen el suelo y permiten enlazar las partículas edáficas. La fauna del suelo, por otra parte, se encuentra en condiciones óptimas en medios húmedos y en un rango de temperaturas entre 20-25 °C.

Se consideran dos posibles escenarios para entender las modificaciones de la estructura relacionadas con el cambio climático (Kimble et al., 1998). Uno de los escenarios considera la posibilidad de una disminución del contenido de materia orgánica debido a altas temperaturas, baja humedad, baja producción de biomasa y altas velocidades de mineralización de la materia orgánica. Estas tendencias deberían conducir a una baja agregación, altas susceptibilidad al encostramiento y a la compactación, alta erodibilidad y riesgo potencial de erosión y altos riesgos de degradación y desertificación del suelo. Esta es la tendencia que antes se visualizó al comparar el comportamiento de los suelos bajo clima frío frente a los de clima cálido. Los cambios adversos ocurrirán en regiones de suelos de textura gruesa y donde el cambio climático se considera que provocará un descenso de precipitación, un aumento de temperaturas y un descenso de la productividad primaria.

El segundo de los escenarios tiene en consideración un incremento en el contenido en materia orgánica del suelo como consecuencia del cambio climático, lo que conlleva un incremento potencial en la precipitación y un papel fertilizante del CO₂ atmosférico. Este efecto fertilizante sería consecuencia del incremento del CO₂ en la atmósfera (Schlesinger, 1995). Los más elevados niveles de CO₂ pueden conducir a una mayor producción primaria neta y por tanto, al incremento en el *stock* de carbono del suelo. Una mayor producción de biomasa, especialmente cerca de la superficie del suelo, tal como lo generaría un incremento del crecimiento radicular, mejorará la agregación y la formación de estructura edáfica. Los atributos favorables de la estructura provocarán una menor escorrentía superficial, una menor erosión del suelo, mejorarán la biodiversidad y el ciclo de nutrientes, y promoverán un incremento de la calidad del suelo. Estas tendencias restauradoras pueden ayudar en aquellas regiones ecológicas en las que predominan suelos de textura pesada y en las que la precipitación pueda incrementarse debido al efecto invernadero.

Toda esta serie de cambios potenciales inducidos por el clima en la estructura edáfica pueden provocar una reacción en cadena que conduzca hacia la degradación o hacia la mejora del suelo dada la fuerte interdependencia que existe entre calidad y estructura. Doran y Parkin (1994) han definido la calidad del suelo como la capacidad para mantener el funcionamiento del mismo dentro de los límites del ecosistema con el fin de soportar la productividad biológica, mantener la calidad medioambiental y promover la salud de plantas y animales. La estructura del suelo también se relaciona con la resiliencia, esto es, con la habilidad del suelo para recuperar su productividad y su capacidad de regulación medioambiental después de haber sufrido una perturbación (Lal, 1994). El cambio climático generado por influencia antropógena puede tener un drástico impacto en la calidad del suelo debido a los fuertes efectos interactivos entre clima, calidad del suelo, resiliencia y sostenibilidad agrícola. Es, por tanto, importante el poder desarrollar y hacer hincapié en el conocimiento de los procesos implicados de forma que calidad del suelo y resiliencia puedan mejorarse y que los efectos degradativos del cambio climático sean minimizados (Kimble et al, 1998).

Los cambios de clima pueden influir en la estructura del suelo en 4 aspectos fundamentales (Kay, 1996): en la forma, en la estabilidad, en la resiliencia y en la vulnerabilidad de los agregados del suelo. La forma de la estructura se refiere a las propiedades que describen la disposición de huecos y espacio sólido, tales como porosidad, distribución del tamaño de los poros, forma y tamaño de agregados y *peds*. La estabilidad estructural se refiere a la capacidad del suelo para mantener su disposición de huecos y del espacio sólido frente a las fuerzas disruptivas naturales o antropógenas. La resiliencia estructural se refiere a la habilidad para recuperar la forma después de una perturbación, mientras que la vulnerabilidad de la estructura representaría su incapacidad para recuperarse. Considerando tanto la complejidad de los atributos estructurales como el hecho de que los rangos de medidas abarquen desde la escala microscópica a la de campo, es difícil identificar un índice estructural que sea sensible al clima y universalmente aplicable a todos los suelos, usos del suelo y medios ecológicos.

Un índice que combine los cuatro aspectos estructurales descritos antes y su interacción con el régimen de humedad podría ser el denominado “rango de agua menos limitante”, LLWR (da Silva et al, 1994). Este índice se define como el contenido de agua al cual la aireación, el potencial de agua y la resistencia a la penetración alcanzan valores que son críticos o limitantes para el crecimiento de las plantas (da Silva et al, 1994). El LLWR es una modificación del concepto original de rango de agua no limitante propuesto por Letey en 1985. El límite superior del LLWR se ha definido como el contenido de humedad al cual la aireación se vuelve limitante, y el límite inferior por el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente, en el cual la resistencia del suelo es limitante. Las propiedades básicas que afectarían a este índice serían el contenido en materia orgánica, el contenido y mineralogía de la fracción arcilla, la densidad aparente, la agregación y la estabilidad de agregados. El cambio climático modificaría el LLWR a través de sus efectos sobre las propiedades claves del suelo, tales como contenido en materia orgánica y agregación (Kimble et al., 1998).

1.4.5. Efectos sobre las propiedades químicas del suelo

Los cambios en las propiedades químicas del suelo estarían relacionados con las modificaciones de los regímenes de humedad del suelo (Kimble et al., 1998). Un incremento de aridez puede incrementar la velocidad de acumulación de carbonatos, lo que podría considerarse favorable ya que el carbonato es uno de los sumideros del carbono atmosférico. No obstante, para poder considerar esta precipitación de carbonatos como un sumidero para el CO₂ atmosférico, el calcio debería proceder de la alteración de las rocas y no de la atmósfera. Sin embargo, las evidencias actuales son que la mayor parte del calcio se origina del carbonato presente en el polvo seco o bien de calcio disuelto en el agua de lluvia, por lo que se puede señalar que la actual precipitación continental de carbonatos no representaría un sumidero real (Grossman et al., 1995). Debe esperarse que aquellas áreas que se vuelvan más áridas vean reducido su nivel de lavado, lo que llevará a un mayor contenido en sales en la parte superior del perfil del suelo. Por otra parte, aquellas áreas

que se vuelvan más húmedas sufrirán un efecto contrario. Los cambios más rápidos estarían en la acumulación de sales en las zonas más secas en las que el lavado de cationes solubles y cambiables se espera que sea mucho más lento. Con el calentamiento global habría que esperar una pérdida de materia orgánica del suelo lo que provocará una notable pérdida en la capacidad de intercambio catiónico (CIC) particularmente para suelos con arcillas de baja actividad. La mayoría de la CIC en los suelos de este tipo procede de los lugares de cambio asociados con la materia orgánica del suelo y no de posiciones sobre las partículas de arcilla. Una pérdida de la capacidad de intercambio catiónico reduce normalmente la fertilidad del suelo.

Por otra parte, la fertilidad del suelo cambiará con los cambios inducidos con el clima. En áreas donde se incremente la precipitación y la temperatura, una pérdida de fertilidad ocurrirá en concordancia con el incremento de lavado. Lo contrario ocurrirá en zonas de precipitación reducida. La mayoría de los cambios serán muy pequeños si no están asociados a la materia orgánica del suelo.

1.4.6. Efectos sobre la actividad biológica del suelo y la dinámica de las poblaciones microbianas

Aunque el conocimiento de los mecanismos de la sucesión de poblaciones y la descripción de la dinámica de las comunidades edáficas son los aspectos más relevantes de la ecología del suelo, no existe demasiada información acerca de en qué medida el cambio climático afectaría a las poblaciones microbianas edáficas. Tal como se ha reconocido, los esfuerzos fundamentales de conocimiento se han centrado en los efectos del cambio sobre los organismos superiores, en donde se han realizado simulaciones de la dinámica de las poblaciones a diferentes escalas de tiempo (Fantechi et al, 1991), mientras que apenas hay trabajos sobre la microflora edáfica. Llama la atención esta ausencia teniendo en cuenta la importancia de las funciones ecológicas de las comunidades microbianas capaces de realizar procesos vitales únicos para el ecosistema global: descomposición de la *litter*, fijación de nitrógeno, procesos de desnitrificación y nitrificación, formación y consumo de gases traza, transformación de metales, reducción de sulfatos, producción de fitohormonas, etc. (Panikov, 1999).

Un problema que plantea el conocer los efectos del cambio climático sobre la microbiota edáfica es la rapidez de la sustitución de una generación de microorganismos por otra dentro del suelo, proceso que puede durar desde 12 horas hasta 3-10 días y ser rápidamente llevada a cabo como respuesta a modificaciones estacionales de las condiciones ambientales. El cambio climático opera, evidentemente, a una escala mucho más amplia, de tal manera que su efecto normalmente podría quedar oscurecido por esos propios cambios estacionales. Además, muchos de los efectos observados podrían ser indirectos y causados por modificaciones en la estructura de la comunidad vegetal, en la cantidad y calidad de la *litter*, en el aporte de nutrientes, etc. De ahí que se recomiende que para hacer una predicción segura del destino de las comunidades microbianas bajo el

cambio global sea necesario tener un punto de vista holístico de todo el ecosistema terrestre, incluyendo tanto las comunidades animales y vegetales, como el medio físico y químico.

En su trabajo ya clásico sobre el conocimiento y predicción de las comunidades microbianas edáficas bajo el cambio global, Panikov (1999) hace un gran énfasis en poner de manifiesto la complejidad de las poblaciones microbianas edáficas y, sobre todo, en sus diferentes estrategias de vida, aspecto que si no se tiene en cuenta dificulta notablemente la posibilidad de entender los posibles cambios. Panikov (1999) considera tres tipos de estrategias vitales que se desarrollan bajo la presión de diferentes condiciones medioambientales, generando tres modelos de comportamiento: estrategias de la **r** (estados pioneros de la sucesión), estrategias de la **K** (representativos de los estados clímax) y estrategias de la **L** (competidores presentes en medios adversos). Los organismos estrategias de la **K** (que corresponden a las bacterias y hongos autóctonos y oligotróficos) desarrollan alta afinidad por los sustratos monoméricos, tienen bajos requerimientos de mantenimiento, habilidad para desacoplar el crecimiento del transporte y la respiración, y pueden acumular rápidamente sustratos pobres en carbono como compuestos poliméricos de reserva. Los organismos estrategias de la **r** tienen un exceso de maquinaria de biosíntesis (ribosomas, enzimas de los primeros pasos metabólicos, etc.) que aseguran un rápido crecimiento después de un periodo temporal de estarcación. Los organismos estrategias de la **L** pueden ser de dos tipos, un grupo lo constituyen aquellos organismos que se adaptan a ambientes desfavorables (organismos de tipo psicro-, halo-, termo-, ácido-, o alcali-tolerantes). El segundo grupo lo constituyen organismos que se han adaptado al estrés a través de la formación de estructuras de resistencia (esporas, cistos), de la producción de antibióticos o a través de la síntesis de enzimas extracelulares capaces de degradar sustancias desfavorables, tales como polímeros y compuestos aromáticos.

Cualquiera de estas poblaciones se ve afectada en el suelo por diferentes parámetros que Panikov (1999) indica que hay que estructurar en factores o variables independientes y dependientes. Las variables independientes, a su vez, se organizarían en tres bloques:

- Las variables ligadas al recurso suelo que influyen en todos aquellos aspectos relacionados con las fuentes de macro y micro nutrientes esenciales para las plantas y microorganismos.
- La luz solar y el calor irradiado por el sol, que son las variables que determinan el balance de energía, la variación estacional de la temperatura del suelo y del aire (Stamnes et al., 1988). Dentro de este grupo habría que considerar, además, el componente UV de la radiación solar ya que afecta a organismos, tanto directamente (modificando la biosíntesis de los organismos expuestos a la luz) como indirectamente (a través de cambios en la calidad de la *litter*).
- La fase sólida del suelo que, al controlar las velocidades de transferencia de gases y de líquidos, determina los modelos de variación del ecosistema entre los extremos

del estado saturado (esto es, situación de bajas velocidades de intercambio, régimen de agua estancado, formación de capas anaeróbicas) y el estado de suelo seco, caracterizado por la aerobiosis, déficit de agua, elevada aireación y alta conductividad hidráulica. La humedad puede no ser necesariamente crítica por sí misma como una fuente de agua, sino que, más frecuentemente, es el volumen de poros ocupados por el agua el que afecta a la actividad de la microbiota a través de la limitación de transferencia gaseosa.

Panikov (1999) considera que la materia orgánica del suelo sería una variable dependiente al ser ésta el producto de la actividad biosintética de plantas y microorganismos. Una excepción lo constituye las sustancias de tipo alóctono (tales como las proporcionadas por la deposición eólica y por la precipitación), pero en todo caso su contribución al C total del suelo sería muy escasa. Considerando su complejidad, Panikov (1995) diferencia la materia orgánica del suelo en 5 categorías:

- 1) Monómeros de carbono derivados de los exudados radiculares y de la ruptura enzimática de las macromoléculas. Estas sustancias de bajo peso molecular no necesitan ser transformadas fuera de las células para su consumo. Se incluyen en este grupo, monosacáridos, aminoácidos, nucleósidos y otros compuestos alifáticos y aromáticos de bajo peso molecular.
- 2) Especies químicas de tamaño macromolecular tales como proteínas, ácidos nucleicos, lipo- y glico-proteínas. Los compuestos macromoleculares son fácilmente asimilables para la degradación microbiana debido a que ellos contienen los elementos fundamentales para el desarrollo microbiano. Normalmente son degradados por enzimas extracelulares (proteasas, nucleasas, fosfohidrolasas, etc.) que son reprimidos de forma irreversible por los monómeros del grupo anterior.
- 3) Compuestos macromoleculares de composición no equilibrada, tales como lignocelulosa, hemicelulosa, pectina. Su degradación está impedida, normalmente, por una deficiencia de nitrógeno, fósforo o bien de otros elementos biogénicos necesarios para las síntesis microbianas. Es por ello por lo que su descomposición es lenta y requiere la intervención de comunidades enteras de microorganismos con diferentes capacidades de actuación: productores de enzimas hidrolíticas, siderófilos, bacterias fijadoras de nitrógeno, o bien organismos micelianos capaces de importar nutrientes deficitarios desde otros lugares.
- 4) Materia orgánica conservada (humus, sapropel, aceites, resinas, ceras, etc.), que es el producto final de reacciones metabólicas o reacciones fisico-químicas abióticas que adquieren resistencia a la degradación o posterior transformación, aunque bajo condiciones muy extraordinarias tales como ciclos de hielo-deshielo, intenso drenaje de zonas encharcadas, fuerte fertilización mineral, podrían sufrir degradación.

- 5) Inhibidores y activadores de las reacciones, esto es, metabolitos específicos producidos por los organismos edáficos y que juegan el mismo papel que las hormonas en el desarrollo de plantas y animales. La información existente sobre este tipo de compuestos es muy limitada por el momento (Kaprelyants et al., 1993).

Trabajando con un suelo de la tundra de Alaska y considerando únicamente tres tipos de poblaciones edáficas: *Pseudomonas* (como representante de los estrategas de la *r*), *Arthrobacter* (típico estratega de la *K*) y *Bacillus* (como representante de los estrategas de la *L*), Panikov (1999) simuló la influencia de un cambio de temperatura (de hasta 10 °C) sobre estas poblaciones. Los resultados obtenidos indican que los cambios fueron pequeños, incluso con aumentos de temperatura de hasta 10 °C. Así, se produjeron ligeros incrementos en la población de *Arthrobacter*, un descenso en la población de *Pseudomonas* y lo más significativo fue un incremento de la población de *Bacillus*. El efecto más destacable del aumento de temperaturas sobre el balance de carbono del ecosistema fue una considerable activación de la descomposición de la materia orgánica debido a una mayor producción de enzimas provocada por los estrategas de la *L*. La productividad primaria también se incrementó pero con menor intensidad. Como resultado, las reservas de *litter* disminuyeron fuertemente (hasta un 15% el primer año). El modelo utilizado indica que se conseguiría una nueva situación de equilibrio al cabo de 20-30 años, pero con un nivel de carbono en el suelo que sería únicamente el 50% de los valores iniciales.

Por otra parte, en esas simulaciones, Panikov (1999) también se planteaba estudiar la competición entre poblaciones psicrófilas y mesófilas de *Pseudomonas*. Las poblaciones de tipo psicrófilo dominaban la comunidad bacteriana bajo condiciones frías y un incremento de 5 °C no afectó a este predominio. Un calentamiento posterior de otros 5 °C provocó la sustitución de los psicrófilos por mesófilos en sólo dos años. Bajo esas nuevas condiciones de *cuasi* estabilidad, las dos sub-poblaciones demostraron una coexistencia pacífica debido a los cambios estacionales de temperatura: el máximo de primavera era debido al rápido crecimiento de los psicrófilos, mientras que el máximo de otoño se debía a los mesófilos. En otras palabras, estas simulaciones sugieren un alto grado de estabilidad de las comunidades microbianas con respecto al efecto del calentamiento global, de forma que los cambios significativos en la estructura funcional sólo tendrían lugar después de intensos incrementos de temperatura.

La influencia de los cambios de humedad sobre la estructura de las poblaciones microbianas no puede, por el momento, ser resuelto. Una alteración drástica en el régimen de humedad del suelo está asociada con una transición aerobiosis-anaerobiosis, que genera la iniciación de una serie de nuevos procesos metabólicos: desnitrificación, reducción de sulfato, acetogénesis y formación de metano, siendo esto último importante dado que el metano tiene carácter de gas invernadero. Aunque se conocen los datos bioquímicos y termodinámicos de las transformaciones que llevan a cabo las comunidades metanogénicas, su incorporación al nivel ecosistema no es posible, por el momento. Algunos modelos (Cao et al., 1995) de emisión de metano tienen en cuenta el flujo de

carbono para la comunidad microbiana considerando una relación entre producción primaria y descomposición. Otro modelo, Christensen et al. (1996), considera que la emisión de metano es proporcional a la respiración heterotrófica y a la productividad primaria neta de los suelos encharcados. Por otro lado, el modelo de Walter et al. (1996) considera la formación de sustratos metanogénicos a través de la descomposición de la *litter* y de la rizodeposición, junto con mecanismos de transferencia de gases tales como difusión, ebullición y transporte vascular.

Recientemente han sido publicados los resultados de experiencias a largo plazo (15 años) de modificación del clima en un suelo subártico y las alteraciones que han sufrido como consecuencia de esa manipulación las comunidades microbianas (Rinnan et al., 2007). Datos previos habían mostrado un pronunciado incremento en la biomasa vegetal como consecuencia del incremento de temperaturas y la fertilización después de 5 años (Jonasson et al., 1999) y de 10 años (van Wijk et al., 2004) de haberse iniciado el experimento, así como un importante cambio en la abundancia de las especies en respuesta a la fertilización (Graglia et al., 2001). Los datos iniciales, sin embargo, mostraban que los cambios en la biomasa microbiana y el contenido en nutrientes de la misma eran pequeños y apenas eran afectadas por las modificaciones de temperatura (Jonasson et al., 1999; Ruess et al., 1999; Schmidt et al., 2002). Por otra parte, se observaron cambios en la composición de la comunidad microbiana del suelo (a pesar de que tanto el contenido total en hongos y en bacterias no se modificó) generadas por la fertilización y por la reducción de la radiación solar ultravioleta (Schmidt et al., 2000; Rinnan et al., 2005). Se supone que estos cambios podrían tener influencia en los procesos edáficos ya que la composición de la comunidad microbiana y la diversidad afecta a la velocidad de los procesos microbianos a través de varias vías (Griffiths et al., 2000, 2001). Así, por ejemplo, modificaciones en la relación de hongos a bacterias, por ejemplo, podrían modificar la estructura trófica ya que estos dos tipos de organismos siguen diferentes rutas de descomposición de sustratos (Hedlund et al., 2004) y afectar a la velocidad de mineralización de la materia orgánica (Schröter et al., 2003) y a la estabilidad de la comunidad microbiana (de Ruiter et al., 1998). Los resultados después de 15 años de modificación del clima pusieron de manifiesto respuestas significativas en la biomasa microbiana a los tratamientos experimentales simulando el calentamiento global. Así, la biomasa microbiana disminuyó en los suelos que habían sido sometidos a calentamiento y en los que habían sido sometidos a un mayor oscurecimiento. La razón para estos cambios se encuentra en la modificación que hubiera podido sufrir la producción neta primaria, la cual se considera que está fuertemente relacionada con el contenido en biomasa edáfica (Wardle 2002). De hecho, los datos obtenidos por los autores citados indicaban que el aporte de raíces muertas y de carbono lábil mediante exudados radiculares eran los parámetros que regulaban el tamaño de la biomasa microbiana. La respuesta tan tardía (15 años) de la comunidad microbiana al cambio climático se considera una consecuencia de las bajas entradas de sustratos aptos para los microorganismos, como consecuencia de la baja tasa de descomposición que tiene la materia orgánica en estos ecosistemas acuáticos. Por otra parte, el incremento de temperatura del suelo provocaba, también a largo plazo, una menor relación de hongos a

bacterias. Dado que el metabolismo bacteriano se considera un ciclo rápido ligado al carbono lábil y a una alta velocidad de mineralización, y el metabolismo fúngico, por su parte, representa aquel metabolismo que afecta a los compuestos de *turnover* más lento y en el que interviene el carbono más recalcitrante, estas modificaciones en la composición y estructura de las comunidades edáficas pueden tener graves implicaciones sobre los procesos de descomposición globales, cadenas tróficas y flujos de carbono en el suelo.

1.4.7. Efectos sobre la actividad enzimática del suelo

La actividad enzimática es fuertemente dependiente de la temperatura, no sólo porque cualquier enzima presente una temperatura óptima de actuación a la cual se observa un valor máximo de actividad, temperatura que, normalmente, es característica de dicho enzima (Skujins, 1967; Frankenberger y Tabatabai, 1991), sino también por el hecho intrínseco de que las reacciones catalizadas por enzimas son fuertemente dependientes de la temperatura. De hecho, entre las determinaciones que se suelen hacer para caracterizar el comportamiento de un enzima del suelo se incluyen, normalmente, el rango de temperaturas óptimas y sus parámetros termodinámicos, es decir, el cálculo de la energía de activación y de los valores de Q_{10} . La energía de activación, E_a , para las reacciones catalizadas por enzimas es inferior a la de las reacciones no catalizadas, ya que los enzimas actúan disminuyendo la barrera energética que hay que superar para que la reacción pueda tener lugar (Juma y Tabatabai, 1988). La determinación de la actividad enzimática a diferentes temperaturas permite calcular el coeficiente denominado Q_{10} , esto es, el coeficiente que indica cuantas veces se incrementa la velocidad por cada aumento de la temperatura en 10 °C. Aunque en las reacciones químicas se acepta que Q_{10} debe valer 2, al menos para un rango normal de temperaturas, en las reacciones enzimáticas se admite que Q_{10} suele ser menor de 2, ya que una característica de las reacciones enzimáticas es que son menos sensibles a los cambios de temperatura que las reacciones no catalizadas por enzimas (Tabatabai, 1982). Además, el valor de Q_{10} no es constante sino que varía para los diferentes enzimas dependiendo de su energía de activación o de la temperatura a la que ese parámetro fue obtenido (Lehninger, 1978).

Aunque hay mucha información sobre los efectos de la temperatura sobre la actividad de los enzimas, la mayor parte de los datos se refieren a la búsqueda de la temperatura óptima de la actividad, con el fin de facilitar las determinaciones analíticas (Schinner y von Mersi, 1990; Nannipieri et al, 1991). No obstante la información sobre los parámetros termodinámicos es mucho más escasa, lo que no deja de ser sorprendente dada la importancia de estos parámetros y el que sean características intrínsecas de cada enzima bajo un particular juego de condiciones medioambientales. Todavía más sorprendente es que apenas haya información sobre los efectos que el cambio climático pueda causar en la actividad enzimática del suelo si tenemos en cuenta que todos los procesos que implican transformaciones de la materia orgánica del suelo están mediados por enzimas (Kirschbaum, 2004; Knorr et al., 2005). Posiblemente esta falta de datos se deba a que al

ser la medida de la actividad enzimática una medida de actividad potencial realizada en condiciones de laboratorio sea difícil el traspasar los resultados a condiciones de campo.

En un estudio realizado recientemente, Trasar-Cepeda et al. (2007) determinan los parámetros termodinámicos de diferentes enzimas edáficas, tanto oxido-reductasas como hidrolasas. Encuentran que el comportamiento de los diferentes enzimas fue distinto a las diferentes temperaturas de determinación de la actividad enzimática y que ese comportamiento está relacionado con la naturaleza del enzima. Independientemente de lo anterior encuentran que el valor de Q_{10} y de energía de activación para las enzimas CM-celulasa y proteasa-caseína fueron extraordinariamente elevados, lo que pondría de manifiesto que las reacciones catalizadas por estos dos enzimas estarían menos favorecidas que las reacciones catalizadas por enzimas que actuaran sobre sustratos de menor peso molecular. En otras palabras, que las reacciones que ocurren durante los primeros estadios de descomposición de los residuos orgánicos estarían menos favorecidas termodinámicamente que aquellas que ocurren en los pasos sucesivos.

La explicación que dan los autores a estas diferencias la basan en que podría estar asociada a algún mecanismo que regulase la velocidad de los diferentes pasos del proceso de degradación de los productos orgánicos, impidiendo la acumulación de productos intermedios, similarmente a como han señalado otros autores (Béguin y Aubert, 1994). De esta manera, y para cada uno de los ciclos de los principales elementos biófilos (C, N, P y S) existirían mecanismos similares que permitirían el acoplamiento de los diferentes enzimas intervinientes.

Aparte de estas consideraciones, Trasar-Cepeda et al. (2007) se plantean conocer en qué medida, y utilizando los datos anteriores como punto de partida, el cambio climático podría afectar a la actividad de los enzimas edáficos. Los valores más elevados de E_a para los enzimas que actúan en los primeros pasos de la descomposición de residuos orgánicos (CM-celulasa, proteasa-caseína) señalan que estas actividades, a pesar de ser las menos favorecidas termodinámicamente, serán las que se vean más afectadas por un incremento de temperatura. En otras palabras, que si el cambio climático implica un aumento de temperatura, eso hará que se aceleren las reacciones de descomposición de los sustratos de alto peso molecular. Además, la formación de los productos de estas reacciones iniciales haría que se indujera la síntesis de los enzimas de los pasos posteriores, dado el carácter de actuación en cascada de los enzimas edáficos (Sinsabaugh et al., 1991). Esta serie de actuaciones provocaría un incremento general de los procesos de mineralización de la materia orgánica edáfica, lo que sería, evidentemente lo esperado.

No obstante hay que señalar que los datos anteriores claramente indican que el efecto del cambio climático no está limitado simplemente a la actividad de los microorganismos sino también a aquellos procesos de descomposición que no están mediados por microorganismos y que dependen de la actividad enzimática estabilizada sobre los componentes coloidales del suelo.

1.5. Impacto de los procesos edáficos sobre el cambio climático

Los suelos y el cambio climático están relacionados en una dirección biunívoca. Aunque el efecto del cambio climático sobre los procesos edáficos es más intuitivo, no hay que olvidar que los procesos edáficos afectan directamente al cambio climático a través de la producción y consumo de diferentes gases tales como CO_2 , CH_4 y N_2O y afectan de modo indirecto a través de la producción y consumo de NH_3 , NO_x y CO . Aunque la mayor parte del CO_2 emitido a la atmósfera procede de la combustión de compuestos fósiles, el cambio de uso del terreno y la conversión de zonas forestales y prateras en agrícolas, entre otros, también contribuyen significativamente al incremento atmosférico de gases de efecto invernadero. A continuación se hará un breve resumen de en qué medida los procesos edáficos afectan a la producción de estos gases.

1.5.1. Producción y emisión de óxido nitroso

La producción de óxido nitroso en el suelo y su emisión a la atmósfera explica alrededor del 70% de las fuentes naturales y antropógenas de este compuesto (IPCC, 1995). Las cantidades emitidas estimadas para 1992 han sido de 15 Tg, con un ritmo de incremento de alrededor del 0,3% al año. El óxido nitroso, N_2O , tiene una vida media atmosférica de 120 años, un potencial de calentamiento, en relación al CO_2 , de 320 y es el responsable del 5% de calentamiento previsto. El único sumidero para este gas en la atmósfera es la estratosfera, donde es parcialmente degradado por vía fotolítica a NO . Sin embargo, en esta zona, el NO está implicado en una secuencia de reacciones químicas que provocan la eliminación del ozono estratosférico.

El N_2O del suelo se deriva, fundamentalmente, de la fertilización nitrogenada en los suelos agrícolas (Mosier et al., 1998). Tanto las fuentes naturales como antropógenas de este compuesto derivan de los procesos microbianos de nitrificación y desnitrificación edáfica. En suelos bien aireados y en condiciones húmedas (esto es, con una humedad equivalente al 40-60% del espacio poroso), también puede producirse este gas como consecuencia de la nitrificación del ión amonio (Linn y Doran, 1984). En suelos saturados, en los cuales la aireación está limitada, la desnitrificación es la fuente más general de N_2O (Smith, 1990). Bajo condiciones limitantes de oxígeno, tanto la velocidad de desnitrificación como la relación $\text{N}_2\text{O}:\text{N}_2$ deben conocerse para poder evaluar la emisión de N_2O a la atmósfera. El tipo de estructura edáfica, el contenido en agua, las poblaciones microbianas presentes, así como las fuentes lábiles de carbono son parámetros que afectan al balance entre la emisión atmosférica de N_2O y su transformación en N_2 , por lo que son factores importantes para determinar la proporción existente entre estos gases. Firestone y Davidson (1989) han considerado que es la interacción entre las variables que se citan a continuación quien regula la cantidad y velocidad de formación de los productos finales de las reacciones implicadas. Estas variables serían, el contenido de agua del suelo, que regularía el aporte de oxígeno, la temperatura, ya que la mayoría de los microorganismos edáficos tienen un rango de temperaturas dentro del cual las velocidades de reacción son

óptimas, la concentración de amonio o nitrato en el suelo, al ser estos los sustratos que regulan las velocidades de reacción y, en el caso de la desnitrificación, regulan la relación $N_2O:N_2$, las fuentes de carbono orgánico, ya que actuarían como limitantes de la actividad microbiana, y el pH, ya que controla tanto la nitrificación como la desnitrificación y, por tanto, influiría en la relación entre $N_2O:N_2$ (Robertson, 1989; Frohking et al., 1998).

El incremento de la fertilidad nitrogenada es una de las principales vías de incremento de la emisión de N_2O (Bowman, 1990; Granli y Brockman, 1994). En terrenos agrícolas, los incrementos en las emisiones de este gas suelen mantenerse hasta 6 semanas después de realizada la fertilización nitrogenada. Después de este período, las velocidades de emisión se reducen y quedan fluctuando alrededor de un nivel basal que es independiente de la cantidad de fertilizante aplicado (Moiser, 1998). Las adiciones de nitrógeno inorgánico, así como las enmiendas de materia orgánica favorecen la desnitrificación total y, por tanto, la producción del óxido nitroso, aunque la cuantía de estas emisiones puede variar en órdenes diferentes dependiendo de la localización, tanto espacial como temporal. Esta intensa heterogeneidad, tanto en lo que respecta a espacio y tiempo como a los flujos de gases medidos y a la actividad microbiana responsable del proceso, hace que las predicciones de emisión sean siempre muy inciertas (Bouwman, 1996).

La conversión de los bosques tropicales a pastos y terrenos agrícolas acelera el *turnover* del C y del N edáficos y genera un incremento de las emisiones de N_2O a corto plazo (Matson y Vitousek, 1990). Los flujos pueden incrementarse por un factor de 5-8 en los primeros años después del clareo del bosque (Keller et al., 1993). Luizao et al. (1989) encuentran que 4 años después de la deforestación de un área tropical y de su conversión a prado, las emisiones de óxido nitroso desde la zona pratense fueron tres veces superiores a las medidas en la zona forestal. Keller et al. (1993), por su parte, encuentran que después de la conversión de un bosque a prado, las emisiones de óxido nitroso fueron disminuyendo paulatinamente, aunque tardaron en alcanzar de 10 a 20 años el nivel basal característico del bosque. No obstante, en zonas de México la conversión de bosque tropical deciduo a pasto no produjo ninguna modificación en las cantidades de óxido nitroso emitidas (García-Méndez et al., 1991).

En la zona templada, la conversión de prados a sistemas agrícolas con rotación trigo-barbecho alteró el flujo de N_2O , pero sólo en un plazo muy corto, de tal manera que, al tercer año después del cambio de uso, la emisión de este gas en la zona pratense y en la zona agrícola fueron prácticamente similares (Mosier et al., 1997).

1.5.2. Producción y emisión de metano

Anualmente, se emiten a la atmósfera, desde la biosfera, aproximadamente 540 Tg de este gas. Del total de esta cantidad, alrededor de 100 Tg proceden de la quema de combustibles fósiles, y otros 100 Tg de los rumiantes y de los productos residuales

animales. El resto procede de los sistemas terrestres y acuáticos. El metano en la atmósfera tiene una vida media de 12-17 años y se considera que se está incrementando a un ritmo del 0,8 % anual. El principal sumidero para el metano atmosférico es su oxidación a CO₂ por los radicales hidroxílicos existentes en la atmósfera. Considerando un plazo de 100 años, al metano se le adjudica un potencial de calentamiento de 24,5, en relación al del CO₂, y es responsable del 25% del calentamiento previsto (IPCC, 1995).

La producción en el suelo del metano está asociada a las zonas húmedas, áreas de producción de arroz, termiteros, basureros y áreas de producción de gas natural, siendo alrededor del 40% del metano que se produce anualmente de estas procedencias. Las zonas húmedas naturales ocupan en el mundo una extensión aproximada de 500-600 Mha y emiten alrededor de 100 Tg de metano anualmente (Matthews, 1993). Los campos de arroz ocupan 148 Mha y emiten alrededor de 22 Tg anualmente de metano (Cole et al., 1996). Los basureros emiten aproximadamente 22 Tg de metano por año (Thorneloe et al., 1993). La emisión de metano por las termitas, generada debido al consumo de la madera por estos organismos, se estima, de forma global, en alrededor de 20 Tg por año (Bachelet y Neue, 1993).

En las zonas de producción de metano, la capacidad de oxidación de este gas por los microorganismos edáficos es muy elevada. Reeburgh et al. (1993) han estimado que alrededor de 700 Tg de metano se consumen anualmente en suelos asociados con los lugares de emisión de este gas a la atmósfera. Los suelos aeróbicos son otro de los lugares donde se consume el metano. La cantidad oxidada en los suelos bien aireados se aproxima al incremento anual de este gas en la atmósfera, esto es, a 40 Tg por año. La magnitud de este sumidero de metano ha estado oscurecida por las medidas de flujos netos que, evidentemente, sustraían el consumo biológico sin tener en cuenta la importancia del mismo.

El consumo del metano atmosférico en suelos bien aireados por acción de los microorganismos edáficos es un proceso que ocurre en todos los ámbitos, independientemente del clima y del uso del suelo (Steudler et al., 1989, Mosier et al., 1991, Keller et al., 1993, Murdiyarso et al., 1996). El consumo de metano está influenciado por las prácticas agrícolas y la intensificación del uso del suelo tanto en las zonas templadas (Bronson y Mosier, 1993) como en las tropicales (Murdiyarso et al., 1996).

1.5.3. Producción y emisión de dióxido de carbono

Los cambios de uso del suelo mediante la conversión de bosques y prados en terrenos agrícolas han contribuido de forma substancial al incremento de la concentración del CO₂ atmosférico en los últimos siglos. La deforestación mundial que se produjo entre 1850-1985 contribuyó con la emisión, aproximadamente, de 120 Gt de carbono a la atmósfera. La deforestación de las zonas templadas fue responsable del 60% del C total que produjo la deforestación (Cole et al., 1996). Durante los últimos 40 años, las

emisiones de CO₂ debido a la deforestación de las áreas tropicales excedieron lo emitido por las áreas templadas. Parte de estas pérdidas se han generado por la descomposición de árboles derribados, pero la mayoría de las mismas procede del carbono edáfico, debido al incremento de la velocidad de mineralización generado por el cambio de uso. Las pérdidas de carbono como resultado del cultivo están bien documentadas históricamente en los suelos (Cole et al., 1996; Domínguez, 2000), lo que da fiabilidad a las estimaciones.

Cuando se produce el cambio de uso forestal/pratense a agrícola, la mayor parte de las pérdidas de carbono se producen en los primeros años, particularmente en las zonas tropicales (Paustian et al, 1997a y b). Aunque a un ritmo más lento, la disminución del C edáfico puede continuar por décadas, sobre todo en los suelos más ricos en materia orgánica, particularmente en las regiones templadas. La erosión por el viento y el agua es un factor significativo en las pérdidas locales de carbono y en la redistribución de este elemento.

Por otro lado, los terrenos cuyo uso se modifica de modo que consiguen una cubierta vegetal perenne, bien sea a través del abandono del suelo agrícola y la sucesión natural o como resultado de una decisión del manejo del suelo, tienden a incrementar los niveles de carbono edáfico (Paustian et al., 1997a). En regiones templadas, donde la transformación a nuevas tierras agrícolas está muy limitada o en zonas donde existe una sobre-producción agrícola, es normal que las tierras agrícolas marginales se transformen en terrenos forestales o pratenses, lo que representa un camino para conseguir un secuestro del carbono atmosférico (Cole et al., 1996). La velocidad de acumulación del carbono en estos casos varía fuertemente dependiendo de las condiciones de suelos y clima, vegetación y grado de manejo soportado por el suelo.

El potencial de secuestro de carbono por los suelos no es infinito, al menos para un ecosistema en particular. A partir del cese de las tareas agrícolas, el secuestro de carbono continuará hasta que se alcance una situación de estabilidad, período de tiempo que se estima, en función de los datos bibliográficos, entre 50 y 100 años (Cole et al, 1996). De todas maneras, el potencial de secuestro de este elemento y subsecuente efecto paliativo sobre el incremento del CO₂ atmosférico, son tan importantes que hoy en día uno de los principales puntos para la mitigación del cambio climático se basa en el fomento de las prácticas de aforestación, esto es, la transformación en tierras forestales de suelos agrícolas marginales, a pesar de los problemas sociales y económicos que se han generado hasta la actualidad como consecuencia de estas medidas, algunos de los cuales se indican a continuación.

Consciente de la importancia de las superficies forestales como secuestradoras de C y, por lo tanto, como reguladoras del cambio climático, la CEE emitió en 1992 el reglamento 2080/92 (Reg. CEE 2080/92), promoviendo mediante ayudas y subvenciones la aforestación de terrenos agrícolas marginales. A pesar de que el fin de dicho reglamento era correcto desde el punto de vista medioambiental, su aplicación incontrolada cambió totalmente el paisaje europeo, al menos en ciertos países (García y Pérez, 2001; Crecente y

Miranda, 2002), ya que muchos terrenos agrícolas de calidad fueron aforestados. Dadas las consecuencias que tuvo su mala aplicación, el decreto inicial fue derogado y sustituido por nuevos reglamentos (Reg. 1257/1999), aunque hoy en día la UE sigue considerando como una prioridad la sustitución de tierras agrícolas marginales por terrenos forestales (Reg. CE 1698/2005). En el caso de España, los cambios de reglamentos de la CEE y UE han tenido también su correspondencia en los cambios de la legislación estatal y autonómica, que se fueron adaptando progresivamente a las nuevas normativas comunitarias (RD 6/2001 y 172/2004 del Gobierno de España; Orden GAN/17/2007 de la Comunidad Autónoma de Cantabria, Orden 13 Mayo de 2007 de la Consellería de Medio Ambiente de la Xunta de Galicia, entre otros).

La aplicación del Reglamento 2080/1992 tuvo grandes repercusiones en Galicia. Así, García y Pérez (2001) estiman que durante el quinquenio 1994-1998 se aforestaron alrededor de 46.000 Ha, el 68% con pino, el 10% con frondosas y el 22% restante con eucaliptos. Aunque gran parte de estas plantaciones fueron realizadas sobre terrenos de matorral y, por tanto, sobre tierras agrícolas marginales, Crecente y Miranda (2002) consideran, a partir de la estadística de los mapas forestales de 1986 y 1998, que el incremento del 12% observado en la superficie forestal resultante de esas tareas de aforestación fue acompañado de una disminución del 7% de la superficie agrícola, y de disminuciones semejantes de los terrenos de matorral. En otras palabras, reconoce que la aforestación se realizó mayoritariamente, al menos en los primeros años de aplicación del Reglamento 2080/1992, sobre tierras agrícolas de calidad, y no sobre tierras marginales. Por ello, el anterior autor considera que estas prácticas han supuesto, por un lado, la aforestación de tierras de alto valor agrológico y, por otro, una importante modificación del paisaje cultural agrario gallego.

García y Pérez en su estudio de 2001 (citado antes) concluyen, además, que el programa de aforestación no verificó las expectativas previstas desde el punto de vista económico, agrario o de desarrollo rural, y que desde el punto de vista medioambiental serían necesarios estudios profundos para poner en evidencia sus consecuencias. Por otro lado, estos mismos autores adelantan que la contribución de la aforestación al freno del cambio climático ha sido prácticamente nula, aunque indican que esta conclusión podría estar distorsionada por la brevedad del periodo considerado y la escasa edad de las masas forestales en el momento en que realizaron su estudio. La gran extensión de superficie afectada por el cambio de uso y la exigencia de cuantificar todas las contribuciones al cambio climático hacen necesario el conocer el papel en el balance de gases de estas superficies aforestadas, a pesar de que Galicia, por la importancia de su superficie forestal, sea una de las comunidades del país con mayor capacidad como sumidero de gases invernadero.

En los sistemas agrícolas también existe potencial para conseguir el incremento del secuestro del carbono atmosférico. Este potencial se basa en el uso de prácticas de manejo adecuadas incluyendo un mejor manejo de la fertilización, una reducción de períodos de barbecho y un uso de mejores y más efectivos cultivares (Cole et al., 1996). Un mayor uso

de cosechas forrajeras perennes puede incrementar significativamente los niveles de C del suelo debido a la mayor cantidad de raíces y exudados radiculares, a la falta de distorsión generada por el arado y a la protección frente a la erosión. Cuando el clima lo permite, los cultivos de invierno disminuyen la erosión y proporcionan entradas adicionales de carbono (Mosier, 1998).

En los trópicos, el abandono de la tierra ocurre como una fase integral de la agricultura de roza. Este tipo de agricultura esta basado en un ciclo de aclarado del bosque o del matorral, seguido por unos pocos años de cosecha y el posterior abandono del suelo hasta su revegetación natural. El carbono edáfico se pierde rápidamente en la fase de cosecha y se reacumula durante el barbecho (Murdiyarso et al., 1996). Tiessen et al. (1992) señalan que el carbono del suelo puede recuperarse en sólo 10 años y Lugo et al. (1986) han encontrado que pastizales derivados de tierras cultivadas abandonadas tenían niveles de carbono similares, e incluso más altos, que los bosques secundarios.

En zonas sub-húmedas y húmedas de los trópicos, las condiciones físicas del suelo y la fertilidad se vuelven más importantes como limitantes de la producción de biomasa. Las condiciones físicas inherentes de estos suelos son generalmente buenas pero pueden degradarse como consecuencia de un arado intenso. El arado reducido, el uso de *mulching* y la realización de buenas prácticas agroforestales pueden contribuir a mantener la estructura edáfica, disminuir la erosión, aumentar los niveles de materia orgánica y disminuir la frecuencia y extensión de tierra agrícola abandonada (Cole et al., 1996), incrementando de esta manera el *stock* del carbono edáfico.

1.6. Modificaciones de los suelos en España como consecuencia del cambio climático

En el informe sobre la evaluación del cambio climático en España (recursos climáticos) elaborado en 2005, a través de un proyecto financiado por la Oficina Española de Cambio Climático (Vallejo et al., 2005), los autores establecen algunas conclusiones sobre lo que podría significar la previsión de cambio climático sobre los suelos de la Península Ibérica. La mayor parte de la información se refiere a efectos sobre propiedades físicas (contenido en sales, riesgo de erosión) y químicas (modificaciones de la fertilidad del suelo), aunque también se ha contemplado, como es lógico, el efecto del cambio climático sobre el contenido en materia orgánica del suelo y sobre la actividad biológica de la microbiota edáfica.

1.6.1. Modificaciones que afectan a la materia orgánica

Así, y en lo que respecta al carbono orgánico del suelo, consideran que el cambio climático va a ejercer una influencia directa a través de los procesos de acumulación y mineralización, y otra influencia indirecta a partir de la influencia anterior sobre los cambios de uso del suelo y admiten que probablemente sea más importante la influencia

ejercida de forma indirecta que la directa, similarmente a lo indicado por otros autores (Parshotam et al., 2001).

En caso de que el cambio climático produjera un aumento de temperaturas, habría que esperar un incremento de la producción primaria, siempre y cuando no se produjera una disminución sustancial de la disponibilidad de agua. Los modelos realizados para España proyectan una disminución a medio plazo de la producción forestal, aunque esa se vería acompañada por un aumento de los aportes de hojarasca por disminución de su vida media, lo que concuerda con los datos citados por Berg et al. (1999) que observaron que los aportes de hojarasca disminuyen linealmente con la latitud entre los paralelos 67 y 48 °N. Por otro lado, dado que el aumento de temperatura afectaría más a la tasa de descomposición que a la producción primaria, el resultado neto sobre el suelo sería una disminución del contenido en carbono orgánico.

Por otra parte, los resultados con datos de campo parecen reflejar la tendencia anterior, aunque parece ser que la situación será más compleja ya que si el aumento de temperatura media se acompaña de un aumento de la aridez la tasa de descomposición debería disminuir. Los autores basan esta afirmación en los resultados de un experimento realizado por Bottner et al. (2000) en el que comprobaron que en un transecto de suelos forestales, desde Suecia hasta la comunidad Valenciana, se produjo un aumento de la tasa de mineralización para aquellos suelos llevados desde el norte hacia el sur pero lejos del ámbito mediterráneo (norte de Suecia al sur de Suecia, sur de Suecia al norte de Reino Unido), lo que sugería que a latitudes altas y medias la temperatura era el principal factor limitante de la mineralización de la materia orgánica edáfica; no obstante, para aquellos suelos translocados dentro del área mediterránea se invertía la tendencia anterior, así al llevar el suelo de Inglaterra al sur de Francia y del sur de Francia a la zona mediterránea española se producía una disminución de la tasa de descomposición: la temperatura media dejaba de ser factor limitante y la disponibilidad de agua pasaba a ser el condicionante principal.

Experiencias realizadas en los últimos años (Peñuelas et al., 2003) muestran un efecto contrapuesto de la disminución de la humedad y del incremento de temperatura sobre la respiración del suelo, que parece más acusado para la influencia de la temperatura. De todas maneras, hay que indicar que en el área mediterránea hay que considerar la existencia de un umbral de humedad por debajo de la cual la influencia de la temperatura es irrelevante, por lo que se podría concluir que el efecto del incremento de la temperatura como acelerador de la mineralización deberá manifestarse fundamentalmente en la zona húmeda española donde esas condiciones de sequedad limitante para la mineralización deben ser menos frecuentes, mientras que en el área mediterránea debería esperarse el efecto contrario (Vallejo et al., 2005).

En cuanto a las cantidades de carbono que podrían perder los suelos, las estimaciones se basan fundamentalmente en los datos del trabajo de Hontoria et al. (1999), que correlacionaron el contenido de carbono del suelo con el uso, precipitación total,

temperatura anual y número de días consecutivos en los que la sección de control se encuentra seca. A pesar de que las correlaciones obtenidas no fueron muy elevadas, lo que los autores atribuyen a la heterogeneidad del territorio, materiales de partida, etc., los autores pudieron extrapolar los resultados a cuatro posibles escenarios de cambio climático. De todos los casos contemplados (12 en total) sólo en uno de ellos podría producirse un aumento del contenido en carbono generado como consecuencia del posible incremento de la precipitación. Las mayores pérdidas de carbono se obtendrían para un cambio climático que significase una disminución de precipitación simultánea con un aumento de temperatura. Las extrapolaciones realizadas (Vallejo et al., 2005) sugieren que para la posición geográfica de Barcelona la pérdida de carbono podría significar alrededor del 6-7% del inicialmente presente por cada grado de aumento de la temperatura. La pérdida de este carbono se distribuiría desigualmente entre los diferentes compartimentos de la materia orgánica del suelo y posiblemente sería la parte profunda del suelo la posición en la que se concentrarían la mayor parte de las pérdidas ya que normalmente en los suelos del ámbito mediterráneo los horizontes profundos del suelo presentan una materia orgánica más rica en carbohidratos y empobrecida en fracciones recalcitrantes (Rovira, 2001).

Tal como se indicó al principio, el efecto del cambio climático sobre la materia orgánica del suelo se verá realizado por la influencia que dicho cambio climático ejerza sobre el cambio de uso del suelo, ya que los usos agrícolas condicionan suelos con menores contenidos en materia orgánica que los suelos forestales o de matorral (Calvo de Anta et al., 1992, Trasar-Cepeda et al., 2008) y cuando un suelo agrícola no es enmendando con fertilizantes orgánicos su contenido en materia orgánica experimenta un fuerte descenso (Sánchez y Dios, 1995; Domínguez, 2000). Datos del área mediterránea también señalan que la eliminación de la cubierta arbórea provoca una reducción del contenido en carbono cercana al 35% del carbono inicialmente presente, pérdida que se atribuye mayoritariamente a la fertilización y, en mucha menor cuantía, a la erosión (Martínez Mena et al., 2002).

Otro posible agente que podría influir en el contenido en materia orgánica del suelo sería la mayor incidencia de incendios forestales provocada por el cambio climático. Se considera que, probablemente, este tipo de perturbaciones accidentales incrementarán fuertemente su frecuencia (Piñol et al., 1998) y podrían llegar a producir pérdidas superiores al 90% de la materia orgánica inicialmente presente, sobre todo cuando el incendio provoca temperaturas superiores a 450 °C (Soto et al., 1991), aunque no hay que olvidar que los incendios forestales también pueden favorecer la capacidad de secuestro de carbono al formarse, como consecuencia del incendio, carbones muy refractarios a la descomposición (González et al., 2004).

En resumen, los modelos de reciclado del carbono orgánico edáfico y los estudios de transectos climáticos sugieren una disminución del carbono orgánico del suelo como consecuencia de un aumento de la temperatura y de la sequía, aunque en las zonas mediterráneas habría que tener en cuenta la incertidumbre de que la modificación de los

contenidos de hojarasca producidos por las especies forestales para poder evaluar de forma correcta las modificaciones (Vallejo et al., 2005). Además, las zonas más afectadas serían las zonas de la España húmeda y los suelos cuyo uso genera contenidos en carbono orgánico más elevados (prados y bosques).

1.7. Las diferentes aproximaciones utilizadas para estudiar la influencia del cambio climático sobre la actividad biológica del suelo

1.7.1. Introducción

La materia orgánica del suelo comprende una acumulación de materiales vegetales y restos animales parcialmente desintegrados junto con otros compuestos orgánicos sintetizados por los microorganismos edáficos. Swith et al. (1979) indican que en el proceso de descomposición actúan 3 grupos de variables: determinantes físicos de la velocidad de transformación (es decir, la temperatura y humedad), composición química de dicha materia orgánica (esto es, la calidad de la misma) y, en tercer lugar, los organismos (tanto invertebrados como microorganismos). Además, se suelen considerar la influencia de otros parámetros tales como las características fisicoquímicas del suelo (Coûteaux et al., 1995), y el papel de los complejos organo-minerales que participan en la formación de los agregados del suelo y en la protección de los compuestos orgánicos de la degradación biológica (Tisdall y Oades, 1982; McInermney y Bolger, 2000a, b). En otras palabras, los procesos de descomposición de la materia orgánica del suelo están determinados por un amplio grupo de propiedades que operan a escalas muy diferentes tanto temporales como espaciales (Wardle y Lavelle, 1997).

Si se admite que se está produciendo un cambio en el clima, está claro que eso va a llevar a una serie de consecuencias dentro del suelo, que van desde alteraciones en la fisiología de organismos individuales mediante sus efectos sobre las interacciones específicas, hasta cambios globales de los ciclos biogeoquímicos (Pitelka, 1994). Dado que los productos resultantes de estos ciclos, tales como los gases generados en el ciclo del C y del N, tienen un efecto *feedback* positivo en el cambio climático por su carácter de gases de efecto invernadero, es lógico suponer que se haya profundizado, desde que hay una clara evidencia del riesgo del cambio climático, en el efecto que tendría un cambio del clima, esto es, una modificación del régimen de temperaturas y precipitaciones (que, evidentemente, conducirá a un cambio de los regímenes de temperatura y de humedad del suelo) sobre la dinámica de los procesos que afectan a la materia orgánica del suelo (Bol et al., 2003).

Kirschbaum (2000) resume las diferentes aproximaciones experimentales y teóricas (modelos) que se han usado para conocer la influencia del clima, y básicamente de un cambio del clima, sobre los procesos de descomposición de la materia orgánica edáfica. Este autor considera tanto aproximaciones directas como indirectas y, a continuación, se describirán de forma breve.

1.7.2. Estimaciones de los contenidos en materia orgánica del suelo bajo diferentes regímenes climáticos

Diversos estudios han estimado la cantidad de carbono del suelo almacenado durante climas pasados o anticipado futuras condiciones climáticas. La aproximación más clásica se refiere a la distribución de biomas existente durante el último máximo glacial (hace 18.000 años) y bajo un escenario de un contenido en la atmósfera de CO₂ doble al actual. Para calcular el C total almacenado se realizó el producto del área que ocupaba cada bioma por el valor medio de C presente en cada uno de los biomas (Prentice y Fung, 1990; Prentice y Sykes, 1995). Esta aproximación se comparó con la obtenida mediante datos paleo-ecológicos, lo que permitió inferir la distribución de los tipos de vegetación (Adams, 1990; Crowley, 1995). Y, a su vez, estas dos aproximaciones fueron completadas con modelos de respuesta de fijación del carbono y de velocidades de descomposición al CO₂ y a la temperatura (King et al., 1997) junto con medidas de los cambios de distribución de los isótopos del carbono (Bird et al., 1994).

1.7.3. Variación de los contenidos de la materia orgánica del suelo frente a los actuales gradientes climáticos

Hay un gran número de estudios que han proporcionado información de los contenidos del carbono orgánico del suelo a través de gradientes climáticos (Jenny, 1980; Carter et al., 1998; Berg, 2000; Liski et al., 2002; Kleja et al., 2007; Willebrock, 2007, entre otros muchos). Cada uno de estos estudios indica un claro efecto de la temperatura sobre el carbono y el nitrógeno orgánicos, con cantidades decrecientes en los suelos a medida que se incrementa la temperatura. También ha habido intentos de relacionar las variaciones concomitantes de temperatura y humedad con el contenido en materia orgánica del suelo (Post et al., 1982, 1985). Estos últimos autores han proporcionado diagramas tipo Holdridge, en los que las cantidades de carbono orgánico del suelo se expresan como una función de la temperatura media anual y de la relación de la evapotranspiración potencial a la precipitación (ETP/P). Para valores constantes de esta relación, ETP/P, los datos obtenidos indicaban una tendencia a que el C orgánico del suelo disminuyera al aumentar la temperatura. No obstante, esta tendencia es muy débil siendo, además, inconsistente cuando se relacionaban valores para diferentes relaciones de ETP/P. Suele concluirse que aproximaciones de este tipo no son muy claras, ya que al efecto del clima se suman los efectos de otros factores covariantes.

1.7.4. Tiempo de “turnover” de la materia orgánica del suelo, inferido a través de las relaciones de isótopos del carbono

La abundancia relativa de los isótopos estables del carbono, ¹²C y ¹³C y del isótopo radiactivo ¹⁴C se han usado para inferir tanto las velocidades de *turnover* de la materia orgánica del suelo (Anderson y Paul, 1984; Jenkinson et al., 1992) como para poner en evidencia los cambios en carbono orgánico del suelo debido al cambio de vegetaciones de

tipo C3 por vegetaciones tipo C4 (Balasdent et al., 1987; Martin et al., 1990). Dado que la abundancia del ^{13}C en la atmósfera está disminuyendo debido a su dilución con el ^{12}C procedente de la combustión del carbono fósil, Bird et al (1996) han usado la tendencia de esa disminución para inferir los tiempos de *turnover* de los componentes de la materia orgánica del suelo y han encontrado un gradiente latitudinal en la abundancia de los isótopos estables del carbono, lo que indirectamente implica una velocidad de *turnover* más rápida en las regiones más cálidas. No obstante, esta tendencia es muy débil y no puede ser usada para relacionar de forma cuantitativa tiempos de *turnover* con temperaturas.

Una relación más significativa se ha encontrado utilizando ^{14}C (Kirschbaum, 2000). La abundancia natural de este isótopo se ha incrementado fuertemente hasta 1960 (como consecuencia de los ensayos nucleares) para luego sufrir un progresivo descenso, indicando su paso de la atmósfera a los compuestos orgánicos edáficos. La materia orgánica del suelo de *turnover* muy lento apenas se vería afectada y por tanto no manifestaría ningún enriquecimiento en ese isótopo, mientras que las fracciones de carbono de *turnover* más rápido mostrarían un mayor enriquecimiento. En otras palabras, la concentración de ^{14}C en la materia orgánica total del suelo o en fracciones específicas de la misma sería un importante dato para inferir su tiempo de *turnover*. Esta aproximación ha sido usada por Trumbore et al. (1995, 1996) y Townsend et al. (1995) quienes han encontrado que para la materia orgánica ligera ($d < 1,8 \text{ g. cm.}^{-3}$) del suelo el tiempo de *turnover* disminuye de manera exponencial con la temperatura con un valor de Q_{10} de aproximadamente 3,8. Aunque esta técnica tiene la ventaja de que permite estimar los tiempos de *turnover* en condiciones de campo, también presenta inconvenientes tales como que es necesario asumir que las fracciones analizadas corresponden a *pools* equivalentes de materia orgánica o que la influencia de la temperatura no enmascara los efectos debidos a la humedad del suelo, ya que normalmente los lugares de temperatura más elevada son también aquellos en donde los suelos tienen menores contenidos en humedad (Townsend et al., 1995).

1.7.5. Medidas de la respiración del suelo “in situ”

Hay un gran número de datos referentes a medidas de flujo de CO_2 procedentes de la descomposición de la materia orgánica del suelo determinadas en condiciones de campo y en una amplia variedad de lugares. Raich y Schlesinger (1992) compilaron datos de un amplio rango de ecosistemas y pudieron expresar los flujos observados como función de la temperatura media anual. No obstante, dado que al mismo tiempo existía una clara relación entre la respiración y la producción neta primaria de cada ecosistema, dichos autores consideran que los datos obtenidos no permiten inferir la dependencia de la descomposición del carbono edáfico de la temperatura. Incluso las medidas realizadas de manera estacional (Keith et al, 1997; Leirós et al, 1999) plantean este problema, aunque por otra parte, este último tipo de medidas permite estudiar de manera conjunta la influencia de la temperatura y de la humedad edáfica. De hecho, los autores anteriores han

indicado en sus trabajos que la dependencia de la respiración de la temperatura solo puede ser adecuadamente descrita cuando esté explícitamente incluida la interacción temperatura-humedad, o cuando se esté seguro de que las muestras que se analicen no sufran limitaciones por déficit de humedad. Además, otro factor que complica la interpretación de los resultados es el hecho de que en los ecosistemas forestales deciduos, o en aquellos herbáceos en los que la vegetación se seca durante el otoño-invierno, la dependencia de la mineralización de la materia orgánica de los factores climáticos quedaría enmascarada por cambios en la cantidad y calidad de la *litter*. Otro problema de este tipo de medidas lo plantea que el flujo de gases se origina tanto por los procesos de mineralización de la materia orgánica del suelo como por la respiración de las raíces y no se puede considerar que estos dos componentes presenten la misma sensibilidad a la temperatura o a la humedad (Boone et al., 1998).

A pesar de los problemas que plantea esta aproximación, ha sido utilizada de forma exhaustiva de tal manera que, para aquellas series de datos en los que sólo se han utilizado situaciones de ausencia de déficit hídrico, ha sido posible deducir modelos matemáticos que relacionan temperaturas edáficas con velocidades de descomposición de la materia orgánica (Lloyd y Taylor, 1994).

1.7.6. Experimentos de calentamiento artificial del suelo

Evidentemente, los experimentos de este tipo representan el camino más directo para medir el efecto del calentamiento global sobre los procesos del suelo. En los últimos años se han llevado a cabo un gran número de experimentos de este tipo en los que el calentamiento se ha inducido bien directamente por un incremento de la temperatura del suelo, bien indirectamente incrementando la concentración de CO₂ en la atmósfera (Hungate, 1997; Lükewille y Wright, 1997; Ambus y Robertson, 1999; Ambus et al., 2007). Los estudios de este tipo han puesto claramente en evidencia que el calentamiento del suelo incrementa la descomposición de la *litter* y acelera la velocidad de mineralización del nitrógeno y del fósforo (Rustad y Fernández, 1998a), aunque algunos autores han encontrado que el calentamiento no provoca cambios significantes de la respiración edáfica (Pajari, 1995) e, incluso, que la descomposición de la *litter* podría disminuir como consecuencia del calentamiento (Robinson et al, 1995), atribuyendo en este caso el efecto inhibitorio a que las temperaturas usadas en el experimento habrían causado una notable sequedad en la *litter*, afectado a su posibilidad de mineralización.

Kirschbaum (2000) considera que hay un número importante de problemas sistemáticos cuando se intenta deducir la sensibilidad a la temperatura de la materia orgánica edáfica usando aproximaciones de este tipo, siendo el principal el hecho de que si mediante el calentamiento se produce una estimulación de la respiración, ésta provocará el consumo del material más rápidamente mineralizable (McHale et al., 1996; Rustad y Fernández, 1998b), por lo que la estimulación de la respiración deberá disminuir progresivamente a medida que el sustrato se vaya agotando. Esta circunstancia llenaría de

incertidumbre la interpretación y generalización de los resultados de los experimentos de este tipo.

1.7.7. Cambio de posición de suelos

A pesar de que debiera ser la técnica más útil para estudiar la influencia del cambio climático sobre los suelos, apenas hay experiencias en las que se hayan translocado suelos de unas posiciones geográficas a otras, analizando al cabo del tiempo las propiedades edáficas de los suelos. Si se puede cuantificar el cambio climático, la variación de determinadas propiedades permitiría estudiar la respuesta del suelo frente al cambio climático. Quizás la escasez de experiencias de este tipo se deba a que es necesario que el volumen de suelo translocado sea lo suficientemente grande para evitar las distorsiones y efecto de borde del contenedor del suelo, lo que dificulta en gran medida las experiencias. Por otro lado, solo se puede hacer, por razones obvias, con suelos que soporten vegetación herbácea lo que limita la información obtenida a determinados ecosistemas.

En el ámbito europeo la experiencia más conocida es la referente al experimento VAMOS (Botter et al., 2000): horizontes orgánicos y minerales de suelos forestales marcados con ^{13}C fueron translocados desde Suecia hasta los países del Mediterráneo analizando, tras una incubación, el ^{13}C residual en el suelo. Esta experiencia mostró que en los ámbitos boreal y atlántico la translocación hacia latitudes meridionales provocaba un aumento de la tasa de descomposición, lo que reflejaba un efecto claro de la temperatura. En la transición Atlántico a Mediterráneo, la tendencia citada antes se invertía al pasar a ser el régimen hídrico del suelo el principal factor limitante.

1.7.8. Incubaciones de laboratorio

En general, las metodologías indicadas antes no permiten conocer directamente el efecto de la temperatura sobre la descomposición de la materia orgánica del suelo sin que se confundan los efectos de la temperatura, humedad, cantidad y calidad de la *litter* o influencia en la descomposición de la respiración radicular (Kirschbaum, 2000). Tales efectos entremezclados sólo pueden minimizarse mediante la realización de incubaciones de laboratorio bajo condiciones controladas, en las cuales la temperatura y humedad del suelo se pueden mantener constantes, no hay entradas incontroladas de materiales frescos y la contribución a la emisión de CO_2 por las raíces finas puede ser evitada por eliminación de las mismas (Ross y Cairns, 1978; Schleser, 1982). De todas maneras, hay que tener en cuenta que las condiciones de laboratorio representan condiciones artificiales y que, generalmente, excluyen una serie de factores importantes tales como la presencia de macro-fauna o la existencia de ciclos de humectación/secado, de manera que no es fácil saber si la omisión de estos factores podría alterar de manera sistemática las conclusiones que se obtengan en dichos experimentos. De todas maneras, una gran ventaja de las incubaciones de laboratorio es que permiten estudiar simultáneamente con la emisión de CO_2 los procesos de transformación del nitrógeno orgánico (Stanford et al., 1973) que por

su extraordinaria complejidad, variedad de formas de nitrógeno presentes, procesos implicados, etc., son de difícil estudio bajo otras condiciones.

1.8. Estudio detallado de la información proporcionada por las incubaciones de laboratorio para estudiar la influencia del cambio climático sobre los suelos

A continuación se resumirán las distintas aproximaciones que se siguen para estudiar la influencia de la humedad y de la temperatura sobre los suelos.

1.8.1. Efecto de la temperatura sobre la mineralización de la materia orgánica

La materia orgánica del suelo representa el mayor almacén de carbono en el sistema biosfera-atmósfera (Schlesinger, 1995; Falkowski et al., 2000). La materia orgánica del suelo se usa como fuente de nutrientes y energía por los microorganismos edáficos con la liberación correspondiente de CO₂ (Smith et al., 2003). Esta emisión de CO₂ a la atmósfera como resultado de la mineralización de la materia orgánica del suelo está fuertemente influida por la temperatura y, consecuente, es de importancia fundamental conocer los posibles efectos de un incremento de la temperatura del planeta sobre este proceso (Kirschbaum, 2000). Esta claro que los incrementos predichos de la temperatura global tendrán importantes consecuencias para la emisión de CO₂ desde los suelos, actuando como un *feedback* positivo en el ciclo global del carbono (Cox et al., 2000; Knorr et al., 2005). Evidentemente, es fundamental alcanzar un mejor conocimiento de cómo la mineralización de los suelos puede ser afectada por incrementos de temperatura.

Los estudios de campo que se han realizado para investigar estas relaciones normalmente relacionan la variación diaria y/o estacional de la respiración con las variaciones de la temperatura (Boone et al. 1998; Davidson et al., 1998; Leirós et al., 1998; Rey et al., 2002). Aunque los estudios de campo tienen la ventaja de usar suelos no distorsionados, las interpretaciones de los datos suelen ser difíciles, ya que al efecto de la temperatura se pueden sumar otras variables medioambientales, tales como la humedad del suelo, así como las variaciones estacionales en las poblaciones de los microorganismos edáficos (Rey et al., 2002), de forma que hacer comparaciones entre sitios y series de datos es normalmente difícil.

Las incubaciones en laboratorio de suelos minerales y orgánicos bajo condiciones controladas han sido históricamente usadas para investigar las respuestas de la respiración microbiana a las modificaciones de humedad y temperatura (Kätterer et al., 1998; Dalias et al., 2001a, b; Rey et al., 2005). Aunque este método, tal y como se indicó anteriormente, tiene el inconveniente de usar suelos distorsionados, permite controlar las variables medioambientales y hace posible la comparación de las velocidades de mineralización de suelos diferentes, procedentes de distintos lugares, bajo las mismas condiciones ambientales. Así, se considera que este tipo de experiencias son las que proporcionan estimaciones menos distorsionadas del efecto de la temperatura sobre la mineralización del

carbono (Kirschbaum, 2000). En general se han usado para diferentes tipos de suelos (Keller et al., 2004; Kelliher et al., 2004), aunque las estimaciones para suelos minerales suelen ser menos abundantes que para suelos orgánicos (Bauhus et al., 1998). Un problema que plantean es que no hay acuerdo sobre como analizar los datos resultantes de la incubación, sobre todo cuando esta se prolonga durante un periodo de tiempo dilatado, ni sobre cual de los diferentes modelos que suelen usarse es el preferible (Rey y Jarvis, 2006).

En una reciente revisión, Rey y Jarvis (2006) consideran que las incubaciones realizadas durante periodos de tiempo dilatados proporcionan información sobre la distribución de la materia orgánica del suelo en *pools* de diferente funcionalidad y que podrían ser importantes componentes de muchos modelos de evolución del suelo. Estos autores consideran 4 tipos diferentes de modelos no lineares, que según ellos serían capaces de describir los datos experimentales de emisión de CO₂ para diferentes suelos incubados a distintas temperaturas. Estos modelos serían los siguientes:

Modelo 1°: *Dependencia de la respiración de la temperatura en función de las velocidades de mineralización instantáneas*

En este modelo, los datos experimentales se ajustarían a una función exponencial del siguiente tipo

$$C_m = C_{min} e^{bT}$$

en la que C_m representa la velocidad de mineralización medida a cada temperatura T y expresada como cantidad de CO₂ desprendido por unidad de tiempo ($\mu\text{g CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ suelo día}^{-1}$), C_{min} sería la velocidad de respiración basal a 0 °C, T sería la temperatura de incubación (°C) y b sería un parámetro relacionado con la sensibilidad de C_m a la temperatura, denominado generalmente como Q_{10} , ya que representa el incremento en la emisión de CO₂ por cada 10 °C de incremento de la temperatura:

$$Q_{10} = e^{10b}$$

Las expresiones anteriores corresponden a lo que se denomina el modelo de Van't Hoff, descrito por vez primera en la segunda mitad del siglo XIX, para explicar la influencia de la temperatura sobre la cinética de las reacciones químicas. A pesar del hecho de que es una ecuación empírica y no tiene una base racional, la expresión exponencial y el cálculo de Q_{10} se han usado de manera exhaustiva en Biología, y ya desde inicios del siglo XX se sabe que Q_{10} disminuye, generalmente, con la temperatura. En los estudios de respiración del suelo, Q_{10} toma valores entre 1,3 y 3,3 (Reich y Schlesinger, 1992) y la variación se atribuye a la inherente falta de certeza de las ecuaciones de tipo exponencial. Lloyd y Taylor (1994), a partir de una amplia base de datos bibliográficos, encuentran que las velocidades de respiración se encuentran sistemáticamente subestimadas a bajas temperaturas y sobreestimadas a temperaturas altas, lo que según estos autores indicaría claramente que la relación entre temperatura y respiración edáfica no es una relación simplemente exponencial, al menos en el rango normal de temperaturas fisiológicas. Los

anteriores autores hacen especial hincapié en indicar que esta ecuación es inherentemente errónea cuando se aplica para la predicción cuantitativa de la influencia de la temperatura sobre la respiración del suelo.

En 1889 Arrhenius sugiere la utilización de otra ecuación exponencial pero con distintos coeficientes

$$k = d e^{-E/(RT)}$$

siendo d , una constante, E la energía de activación, R la constante universal de los gases y T la temperatura absoluta (K). Se ha indicado que esta ecuación representa más exactamente que la anterior el comportamiento de muchos sistemas químicos e, incluso, el comportamiento de algunos sistemas más complejos, como los de tipo biológico (Laidler, 1972).

El análisis de datos bibliográficos sobre la respiración edáfica usados por Lloyd y Taylor (1994) también pone de manifiesto, a través del análisis de residuales, que la relación tipo Arrhenius es igualmente inadecuada ya que, similarmente a la ecuación de Van't Hoff, subestima la velocidad de respiración a bajas temperaturas y la sobreestima a temperaturas altas.

Para los anteriores autores la razón de ser inadecuada estriba en que es una función en la que se considera un valor de energía de activación constante en todo el rango de temperaturas lo que, para los sistemas biológicos es totalmente inapropiado ya que la respiración del suelo implica a poblaciones de muchos organismos diferentes, cada una de ellas realizando un complejo juego de reacciones que tienen diferentes sensibilidades a la temperatura (Rees et al., 1988). Además, para cada uno de los pasos de cada reacción biológica actúan enzimas diferentes, cada uno de los cuales tiene su propio y peculiar valor de energía de activación (Trasar-Cepeda et al., 2007).

En base a estas consideraciones, Lloyd y Taylor (1994) proponen una reformulación de la función exponencial y, así, establecen que la dependencia de la respiración de la temperatura se explicaría de forma totalmente correcta mediante la relación

$$k = A e^{-E_o/(T_k - T_o)}$$

en la que A sería una constante, E_o un parámetro relacionado con el concepto de energía de activación y que Lloyd y Taylor indican que debe valer 308,56 K, T_k la temperatura absoluta y T_o un parámetro que debe ser menor que cualquiera de las temperaturas de trabajo, y que los anteriores autores estiman en 227,1 K. Esta ecuación la derivan de la teoría cinética considerando que la energía de activación del proceso de respiración debe disminuir con el incremento de temperatura.

Modelo 2º: *Dependencia de la respiración de la temperatura en función de la velocidad de mineralización medida sobre cantidades similares de carbono.*

Ya que las fracciones lábiles de carbono se mineralizan más rápido a altas temperaturas que a bajas, un análisis más profundo de la función de respuesta a la temperatura se podría hacer usando las velocidades de mineralización cuando permaneciesen las mismas cantidades de carbono en los suelos. Esto exige poder calcular el número de días necesario para que se cumpla esto y plantea el problema de la incertidumbre a la que conduce dicho cálculo.

Modelo 3º: *Cinética mono-compartimental de primer orden o modelo tipo Stanford y Smith (1972).*

Los datos experimentales se ajustarían a la ecuación

$$C_{cum}(t) = C_o (1 - e^{-k_o t})$$

en la que $C_{cum}(t)$ representa el carbono mineralizado acumulado durante un periodo de tiempo t , C_o sería el carbono potencialmente mineralizable, k_o la velocidad constante de mineralización (tiempo⁻¹) y t es el tiempo (usualmente expresado en días). A partir de este tipo de modelos es factible estimar el *pool* de carbono potencialmente mineralizable (C_o) y que se asume que constituye el componente realmente mineralizable que se descompone a velocidad constante (k_o).

Modelo 4º: *Cinéticas bi-compartimentales de primer orden o modelos basados en la cinética descrita por Andrén y Paustian (1987).*

En este modelo, los datos experimentales se ajustarían a ecuaciones del tipo

$$C_{cum}(t) = C_1 (1 - e^{-k_1 t}) + C_2 (1 - e^{-k_2 t})$$

en la que $C_{cum}(t)$ representa el valor acumulado de carbono mineralizado a lo largo del tiempo t , C_1 la masa de la fracción de carbono lábil, C_2 la masa del carbono más recalcitrante y k_1 y k_2 son las constantes cinéticas de descomposición de las fracciones lábil y recalcitrante, respectivamente.

Para poder resolver este modelo se tiene en cuenta, normalmente, lo siguiente:

- a) El carbono total del suelo se considera que forma parte únicamente del *pool* lábil o recalcitrante, esto es, el carbono total del suelo es la suma del presente en estos dos *pools*.
- b) k_1 es mayor que k_2 .

Las ecuaciones de este tipo permiten predecir la mineralización acumulada como función del tiempo y temperatura usando la ecuación:

$$C_{cum}(t, Tref) = C_1 (1 - e^{-\tau k_1(Tref)t}) + C_2 (1 - e^{-\tau k_2(Tref)t})$$

en donde τ es la función de respuesta de la temperatura a la mineralización, y $k_1(Tref)$ y $k_2(Tref)$ son las constantes de descomposición a una temperatura de referencia (por ejemplo, 30 °C). En este caso se asume que ambas constantes de mineralización son igualmente dependientes de la temperatura. Además es factible calcular la dependencia de la temperatura de las constantes k_1 y k_2 a través de una función exponencial de tipo Q_{10}

$$\tau = Q_{10}^{(T-Tref)/10}$$

en donde T es la temperatura, $Tref$ es 30 °C y Q_{10} es, tal como se definió más arriba, el cambio en la velocidad de mineralización por cada 10 °C de incremento en la temperatura.

Ecuaciones relacionando temperatura y descomposición se utilizan en los modelos que intenta predecir la evolución del carbono o del nitrógeno del suelo en función del cambio climático. En el caso del carbono se tienden a usar modelos complejos ya que está totalmente aceptado que la materia orgánica edáfica esta constituida por un conjunto de materiales de muy diferente composición y que reaccionan de manera distinta a los procesos de mineralización (Agren y Bosatta, 1998), por lo que el uso de modelo multi-compartimentales se considera la mejor aproximación, siempre que en el modelo se considere la posibilidad de que se produzcan transferencias entre compartimentos siempre y cuando la calidad del material en el mismo haya cambiado en un cierto grado y este cambio esté estrictamente acoplado con la fracción de material perdido y no con el tiempo que el material haya permanecido en un determinado compartimento (Bosatta y Agren, 1999; Agren, 2000). Dentro de estos modelos permanece como punto en discusión si la materia orgánica más antigua del suelo es más o menos sensible a los cambios de temperatura que la materia orgánica reciente. Aunque las teorías cinéticas predicen que la sensibilidad de la descomposición a la temperatura debe incrementarse a medida que se incrementa la complejidad química del sustrato, característica que presenta la materia orgánica mas antigua y por tanto, más transformada, otros estudios han mostrado resultados contradictorios (Kirschbaum, 1995; Liski et al., 1999, Fierer et al., 2003, 2005; Fang et al., 2005) lo que hace que haya actualmente un gran interés en dilucidar este aspecto (Rey y Jarvis, 2006; Curiel Yuste et al., 2007).

En lo que respecta a la influencia de la temperatura sobre la mineralización del nitrógeno se suelen seguir aproximaciones similares, y la mayoría de los autores se inclina por utilizar modelos exponenciales derivados de la ecuación de Arrhenius (Stanford et al., 1973; Campbell et al., 1981, 1984; Nordmeyer y Richter, 1985; Rodrigo et al., 1997). Estudios más recientes tienden a usar ajustes cuadráticos, exponenciales, polinomiales o, incluso, ecuaciones múltiples que frecuentemente toman en consideración una temperatura óptima (Marion y Black, 1987; Ellert y Bettany, 1992; Nicolardot et al., 1994; De Neve et al., 1996; Heumann y Böttcher, 2004). Normalmente se tiende a usar un modelo bi-compartimental (nitrógeno mineralizable, nitrógeno recalcitrante) siguiendo el modelo de Stanford y Smith (1972), pero también se usan modelos más complejos. En estos últimos o

bien se utiliza el mismo valor de Q_{10} para los diferentes *pools* (Mary et al., 1999), o bien se modifican los factores de temperatura utilizando relaciones empíricas (Hansen et al., 1991; Antonopoulos, 1999), lo que podría ser incorrecto debido a la muy diferente composición de los *pools* mineralizable y recalcitrante del nitrógeno del suelo. Los modelos se complican, además, ya que el proceso de mineralización implica la amonificación y la posterior nitrificación, pasos que hay que tener en cuenta de forma separada ya que la sensibilidad a la temperatura de las poblaciones amonificantes y nitrificantes no suele ser la misma (Cabrera, 1993; Cabrera et al., 2005).

No hay que olvidar, por otra parte, que frente a la utilización de la temperatura en unidades centígradas o absolutas, hay la opción de usar unidades térmicas, esto es, la integral de la temperatura diaria (grados día). El uso de este tipo de unidades presenta como ventajas el no tener que decidir el tipo de cinética (orden cero, primer o segundo orden), no necesitar el cálculo de factores como el Q_{10} y permitir de una forma más sencilla la comparación entre el comportamiento de suelos diferentes. No obstante, también presenta inconvenientes tales como que el concepto de unidades térmicas es una relación simplemente empírica (Honeycutt, 1994).

1.8.2. Influencia de la humedad en la mineralización de la materia orgánica

El contenido de agua del suelo es otra importante variable para predecir la descomposición de la materia orgánica y la formación de gases invernadero asociada a ella, como consecuencia de una modificación del clima y así ha sido reconocido recientemente por diferentes autores (Reichstein et al., 2002; Xu et al., 2004; Tang y Baldocchi, 2005). La sequía en el suelo limita la actividad fisiológica de los microorganismos y la difusión de nutrientes en el espacio poroso del suelo (Harris, 1981; Robertson et al., 1997). De forma general puede indicarse que la actividad metabólica disminuye en el suelo cuando éste se seca por debajo de un determinado límite (Davidson et al., 1998; Howard y Howard, 1999; Curiel Yuste et al., 2003) y que, cuando hay un exceso de agua la actividad metabólica también desciende debido a la sustitución de unas poblaciones aeróbicas por anaerobios facultativos/obligados y a la limitación de la difusión del oxígeno (Skopt et al., 1990; Rodrigo et al., 1997).

Está claro que la relación entre agua del suelo y procesos microbianos es compleja, ya que las características de los suelos van a afectar de manera importante a los distintos procesos físicos (movimiento de agua, difusión de gases, difusión de solutos, supervivencia y movimiento de la microbiota). Aunque algunos autores han podido, sin embargo, poner de manifiesto relaciones entre curvas de retención de agua, porosidad, concentración de materia orgánica, pH y la mineralización para suelos de diferente tipo (Macduff y White, 1985), es difícil comparar estudios diferentes, bien por las distintas aproximaciones experimentales, bien porque en ellos la humedad del suelo se expresa de manera diferente, haciendo prácticamente imposibles las comparaciones. A continuación se hará una breve exposición de las diferentes opciones encontradas en la bibliografía.

Generalmente, la mayoría de los modelos predictivos usan una función escalar sin dimensiones, W_m , para simular el efecto del contenido en agua sobre la mineralización

$$Y = kT_m W_m \beta$$

en donde Y es la velocidad de mineralización, k es la velocidad de mineralización bajo condiciones óptimas de temperatura y humedad, T_m es un parámetro sin dimensiones que describe el efecto de la temperatura sobre la actividad microbiana (que valdría entre 0 y 1) y β representa la influencia de otros factores que podrían incluir, por ejemplo, el factor C:N, y que también varía entre 0 y 1. De la ecuación anterior se deduce que

$$W_m = Y / kT_m \beta$$

Un factor que complica la posibilidad de modelar el efecto del agua sobre la mineralización, en el caso del nitrógeno, es el hecho de que el agua del suelo puede afectar a los procesos separados de mineralización bruta e inmovilización bruta de forma diferente en suelos diferentes y bajo condiciones que no sean similares. El término W_m depende de la calidad del sustrato: cuanto más fácilmente descomponible es éste, más sensible es la mineralización al contenido en agua del suelo. Diferencias en calidad del sustrato podrían explicar por qué las actividades microbianas sobre residuos de plantas frescos y de los suelos no son afectados de igual manera por el contenido en agua (Quemada y Cabrera, 1997) y por qué los efectos del agua sobre la actividad microbiana son mayores en suelos superficiales que en los horizontes subyacentes minerales (Leirós et al., 1999). Dado que las funciones de W_m se calibran normalmente a través de incubaciones de corta duración, sólo suele determinarse la influencia del agua en la descomposición de la parte “activa” o “descomponible” de la materia orgánica del suelo. No obstante, es importante asegurarse de que el valor de k y el tiempo en la ecuación considerada reflejen este hecho. Aunque algunos trabajos tanto de campo (Kowalenko et al., 1978) como de laboratorio (Cassman y Munn, 1980; Quemada y Cabrera, 1997) han mostrado que el efecto del agua sobre la descomposición o mineralización neta del nitrógeno del suelo varía con la temperatura, otros estudios (Kladivko y Keeney, 1987) han puesto de manifiesto una nula interacción de la temperatura y del contenido en agua sobre la mineralización neta. Además, no se suelen indicar mecanismos físicos para explicar la interacción agua-temperatura.

Existe una gran cantidad de bibliografía sobre experimentos de laboratorio en los que se estudian los efectos del contenido en agua sobre la mineralización de la materia orgánica del suelo, pero los resultados son difíciles de comparar ya que las variables usadas para describir el agua del suelo cambian de unos estudios a otros y las condiciones de incubación también difieren. No obstante, ha habido intentos para definir una función general de W_m (Stanford y Epstein, 1974; Myers et al., 1982; Walse et al., 1998), aunque los resultados obtenidos no han sido concluyentes, de manera que los investigadores han indicado que sus datos no podrían ser adecuadamente explicados por una única función de W_m .

Rodrigo et al. (1997) han mostrado que, independientemente de la estructura del modelo que se use, el valor de Wm y su variación con la temperatura es una de las grandes causas en la diferencia de predicción que realizan los diferentes modelos. De hecho en los modelos usados por los autores citados antes, la mayor diferencia la supuso la utilización de la variable usada para describir el contenido de agua del suelo.

Tal y como se indicó anteriormente, hay varios mecanismos interrelacionados que causan un descenso en la actividad microbiana de un suelo totalmente seco. De esos mecanismos destacan los que incluyen una difusión reducida de sustratos solubles, una reducida movilidad microbiana y del consecuente acceso al sustrato, así como un efecto directo sobre el crecimiento microbiano. En suelos muy húmedos el descenso de actividad de los microorganismos aeróbicos se atribuye a la ausencia de oxígeno causada por su lenta difusión (Grant y Rochette, 1994). Por tanto, la relación entre el contenido en agua y los procesos microbianos en el suelo es compleja, ya que varía de suelo a suelo, dependiendo de la pendiente de la curva de retención de humedad, de la porosidad, del contenido y tipo de materia orgánica, del pH y de la profundidad del suelo (Gonçalves y Carlyle, 1994; Rodrigo et al., 1997; Leirós et al., 1999). Además, los microorganismos parecen ser capaces de adaptarse a contenidos variables de agua en el suelo (Sulkava et al., 1996; Paul et al., 1999). Estos hechos plantean la duda de cuál será la expresión más apropiada de agua del suelo para usar en la función de Wm para diferentes tipos de suelos. En la bibliografía se han señalado las diferentes opciones, que se indican a continuación:

- *Humedad expresada como contenido gravimétrico o volumétrico:* Aunque usar el contenido de humedad bien referido a peso (θ) o a volumen (θ_v) puede ser satisfactorio para un particular tipo de suelo (Myers et al., 1982) o tipo de *litter* (O'Connell, 1990) es difícil de aplicar uno u otro ya que las amplias variaciones en estructura edáfica, textura y distribución de poros, dejan sin sentido este parámetro cuando es expresado de esta manera, ya que hay que tener en cuenta que idénticos valores de θ pueden proporcionar humedades muy diferentes en suelos de texturas contrastantes.
- *Humedad expresada como porcentaje del espacio de poros ocupado por el agua:* Si se asume una densidad real del suelo de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$, el porcentaje de poros ocupados por el agua (PSF) puede estimarse a partir de la densidad aparente y del contenido en volumen del agua del suelo. Expresiones de este tipo han sido usadas para modelizar la mineralización del nitrógeno edáfico por Grant y Rochette (1994), Rasiah y Kay (1998) y O'Connell y Rance (1999), entre otros. En general, los autores que usan esta expresión consideran que de esta manera se podría describir la influencia de la difusión de oxígeno sobre la mineralización y el volumen de suelo que soportaría la actividad microbiana aeróbica. No obstante, dado que la asimilabilidad del agua y de los sustratos orgánicos pueden diferir entre poros grandes y pequeños, PSF no está directamente relacionado con la mineralización o la descomposición (Paul et al., 2003). Además, tanto Weier et al. (1993) como Rodrigo et al. (1997) han encontrado que el valor de PSF que coincide con el comienzo de la disminución de actividad de los microorganismos aeróbicos varía de suelo a suelo, debido posiblemente a diferencias en la estructura. El valor óptimo de PSF para el

desarrollo de los procesos de mineralización en el suelo ha sido muy diferente en los distintos estudios citados en la bibliografía. Algunos autores toman como valor óptimo el 60% (Pal y Broadbent, 1975; Linn y Doran, 1984; Skopp et al., 1990), mientras que otros lo han encontrado entre el 80 y el 90% (Stanford y Epstein, 1974; Tanji y Gupta, 1978; Watts y Hamks, 1978; Sinclair y Muchow, 1995). Es importante comparar estos valores con el valor crítico para el comienzo de los procesos de desnitrificación, ya que para Grundmann y Rolston (1987) este proceso se iniciaría cuando la porosidad ocupada por agua superase el valor del 62%.

- *Humedad expresada en relación a un contenido de agua que se toma como referencia:* Otra forma de expresar la humedad del suelo, y además muy común, es la de expresarla como una proporción de un contenido de agua de referencia (θ/θ_{ref}), tal como la capacidad máxima de almacenamiento de agua, la capacidad de campo, la porosidad total o el valor óptimo de agua para la mineralización (Stanford y Epstein, 1974; Myers et al., 1982; Gonçalves y Carlyle, 1994). Esta forma de expresar la humedad permitiría una mejor comparación entre suelos de diferentes estructuras, texturas y tamaños de poro que si se usa simplemente el valor de contenido de agua.
- *Humedad expresada como valor de potencial:* El potencial del agua (ψ) es la forma más común de expresar la humedad cuando se refiere a estudios de su influencia sobre la mineralización (Cassman y Muñiz, 1980; Orchard y Cook, 1983; Theodrou y Bowen, 1983; Quemada y Cabrera, 1997; Sierra, 1997; Davidson et al., 2000). La razón de esto se encuentra en que el uso de cantidades equivalentes (esto es, humedades relativas) es la forma mas acertada de expresar la disponibilidad de agua para la actividad microbiana (Orchard y Cook, 1983; Rodrigo et al., 1997) en suelos secos de diferentes texturas. No obstante, en suelos más húmedos en los cuales hay una gran cantidad de agua para la actividad microbiana, el contenido en agua tiene una importancia adicional debido a su influencia sobre el transporte.

Los valores de humedad del suelo que proporcionan valores óptimos de descomposición de la materia orgánica y, por tanto, de los procesos de mineralización se encuentran en el rango -0,01 a -0,05 MPa (Miller y Jonson, 1964; Reichman et al., 1966; Sabey, 1969; Stanford y Epstein, 1974; Myers et al., 1982), que se corresponden aproximadamente con contenidos de humedad cercanos a la capacidad de campo o superiores. No existe, por el contrario, unanimidad en relación al valor de potencial al cual cesa la actividad microbiana. Los procesos fundamentales que restringen la actividad de los microorganismos en medios secos son la reducción del transporte por agua, la movilidad reducida de los solutos (ya que disminuye la difusión de solutos) y el movimiento limitado de los microorganismos. La resistencia de los microorganismos edáficos a la sequía depende de su capacidad de resistencia a los elevados potenciales del agua y de dirigirse hacia los solutos o de acceder a ellos a través del desarrollo de hifas fúngicas. La actividad bacteriana se restringe severamente por debajo de potenciales de agua de -1,5 MPa y la fúngica por debajo de -8 MPa (McGill et al, 1981). No obstante, se ha indicado la existencia de actividad microbiana a valores de potencial inferiores a -1,5

MPa tanto para la descomposición de la materia orgánica (Stott et al, 1986), como para la mineralización del nitrógeno (Myers et al., 1982), la amonificación (Robinson, 1957) o la nitrificación (Justice y Smith, 1962).

- *Humedad expresada como contenido relativo de agua del suelo:* Es una aproximación más sofisticada (Myers et al., 1982; Walse et al., 1998; Paul et al, 2001) en la que el agua del suelo se expresa en términos de su asimilabilidad relativa al rango total de agua útil. El contenido relativo de agua (**RWC**) se define generalmente en términos de un punto de marchitamiento nominal (esto es, la humedad a -1,5 MPa, $\theta_{-1.5}$) y de un punto de saturación (es decir, humedad a -0,01MPa, $\theta_{-0.01}$)

$$RWC = (\theta - \theta_{-1.5}) / (\theta_{-0.01} - \theta_{-1.5})$$

de forma que la relación entre actividad microbiana, **Y**, y el contenido en agua se expresaría a través de la función (Myers et al., 1982)

$$Y = m RWC + n$$

Los datos para los coeficientes **m** y **n** obtenidos en diferentes estudios (Stanford y Epstein, 1974, Tosca, 1986, Kladvko y Keeney, 1987) indican que la pendiente de esa relación, esto es **m**, es cercana a la unidad y que el valor de la ordenada en el origen, **n**, tiende a cero. En otras palabras, que la extrapolación de la función a condiciones más secas que las que se utilizaron en esos estudios pondría de manifiesto que la actividad microbiana sería cero cuando el suelo se encontrase completamente seco.

- *Descripciones matemáticas de W_m :* Se han utilizado muchas funciones para describir la influencia del agua sobre la mineralización con grandes diferencias entre modelos, particularmente para suelos secos (Rodrigo et al., 1997). Las funciones más simples, normalmente usando θ/θ_{ref} , son las relaciones lineares en el rango de agua útil entre el punto de marchitez y la capacidad de campo o saturación (Stanford y Epstein, 1974). Fuera de este rango, W_m se considera que es constante. También han sido usadas relaciones de tipo Log-lineares de W_m , usando normalmente valores de potencial (Orchard y Cook, 1983), así como potencias simples o funciones exponenciales (Sierra, 1997).

Otros autores (Cassman y Munn, 1980; Myers et al., 1982) usan relaciones cuadráticas, normalmente utilizando la humedad expresada como **RWC**. Otras clases de ecuaciones son de tipo logístico o funciones sigmoidales en las que se usa tanto θ (O'Connell, 1990), θ/θ_{ref} (Gonçalves y Carlyl, 1994) o incluso valores de **PSF** (O'Connell y Rance, 1999).

Finalmente, habría que indicar que la mayoría de las funciones de W_m no describen un descenso en la actividad microbiana en los suelos saturados. Excepción de esto último son las funciones cuadrática y lineal definidas para suelos más húmedos que a capacidad de campo. Tales funciones serían las más apropiadas para suelos sujetos a encharcamiento.

1.8.3. Influencia conjunta de la temperatura y la humedad sobre la mineralización de la materia orgánica del suelo

La mayor parte de los estudios en los que se plantea conocer la influencia de modificaciones de temperatura y humedad sobre la actividad microbiana del suelo no toman en consideración la posibilidad de los efectos interactivos entre ambos factores (Rodrigo et al., 1997), a pesar de que esas interacciones han sido indicadas, ya hace tiempo, para diferentes procesos microbianos, tales como para la mineralización neta del nitrógeno (Cassman y Munns, 1980; Macduff y White, 1985; Doel et al., 1990; Quemada y Cabrera, 1997; Zak et al., 1999), para la nitrificación (Justice y Smith, 1962; Kowalenko y Cameron, 1976) y para la respiración microbiana (Wildung et al., 1975; Kowalenko et al., 1978; Bowden et al., 1998). En general, estos estudios muestran que los efectos de la humedad sobre los procesos microbianos tienden a ser más pronunciados cuanto mayor sea la temperatura de la incubación. De ahí que los efectos de temperatura, humedad y su mutua interacción sean normalmente descritos como una combinación lineal de esas variables:

$$Y = a + b T + c \theta + d T \theta$$

o mediante ecuaciones similares con términos de segundo orden (Campbell et al., 1974; Kowalenko et al., 1978; Cassman y Munns, 1980). No obstante, hay que indicar que no existe ninguna explicación teórica para tales formulaciones matemáticas. Por otra parte, las expresiones anteriores también han sido criticadas ya que consideran un efecto lineal de la temperatura, algo que no suele suceder. Otra forma de explicar la interacción ha sido la de considerar una función “mínima” de ambos factores, ya que en la misma estaría implícitamente considerada cualquier interacción (Rodrigo et al., 1997). Así, por ejemplo, ocurriría en el caso de un suelo muy seco en el que una disminución de la temperatura no tendría ningún efecto y sólo afectarían a la actividad microbiana, en esas condiciones de sequedad, los descensos muy intensos de la temperatura.

No obstante lo anterior, los estudios realizados por Kladivko y Keeney (1987) concluyen que no hay evidencias para poder hablar de un efecto interactivo agua-temperatura sobre la mineralización del nitrógeno, ya que los valores de Q_{10} obtenidos a diferentes temperaturas fueron totalmente independientes de la humedad edáfica. Los autores anteriores indican que es necesario buscar métodos para poner de manifiesto y cuantificar cualquier interacción entre temperatura y humedad, ya que los actuales diseños experimentales no permiten realizar el diagnóstico certero de la existencia o ausencia de tal interacción.

1.8.4. Sensibilidad a la temperatura de la mineralización de la materia orgánica edáfica

De todo lo indicado anteriormente es destacable que, a pesar del gran número de investigaciones realizadas sobre el efecto de una variación de la temperatura en la evolución de la materia orgánica del suelo, todavía no existe consenso sobre la diferencia

de sensibilidad que ofrecen los diferentes *pools* de esta materia orgánica. Hay que destacar, y así lo hacen Davidson y Janssens (2006), que la mayor parte de los modelos para el estudio de la dinámica del carbono edáfico asumen que la descomposición de toda la materia orgánica presenta la misma sensibilidad a la temperatura (Schmel et al., 1994; Kirschbaum, 1995), a pesar de que esta afirmación sea totalmente contraria a las teorías cinéticas (Bosatta y Agren, 1999). Además, las velocidades de descomposición pueden ser lentas debido tanto a la complejidad estructural de las moléculas húmicas, complejidad que las haría más resistentes a la descomposición, a que las circunstancias ambientales restrinjan el acceso de las enzimas edáficas a las moléculas, o a una combinación de ambos factores. En otras palabras, tanto los compuestos simples protegidos y los más complejos no protegidos podrían considerarse mezclados en un *pool* común, enmascarando los efectos, lo que hace necesario diferenciar claramente los conceptos de sensibilidad a la temperatura intrínseca y aparente. La sensibilidad intrínseca a la temperatura sería la resultante de las propiedades cinéticas inherentes de la molécula orgánica generadas por su estructura molecular. Para moléculas orgánicas complejas esta sensibilidad sería elevada y asociada a valores altos de energía de activación y, por tanto, a velocidades de descomposición bajas. La respuesta a la temperatura de una molécula orgánica en condiciones medioambientales que no fuesen óptimas representaría la sensibilidad aparente, normalmente mucho menor que la sensibilidad intrínseca (Davidson y Janssens, 2006). Es lógico, por tanto, pensar que si un proceso sensible a la temperatura mitiga una restricción medioambiental que impide su descomposición, el consiguiente incremento de sustratos accesibles podría generar una sensibilidad aparente a la temperatura que excedería el valor de la sensibilidad intrínseca.

Las restricciones medioambientales que pueden de una forma temporal o indefinida afectar a las sensibilidades aparentes a la temperatura incluyen las siguientes:

- 1) Protección física, ya que la materia orgánica puede protegerse físicamente en el interior de los agregados (Oades, 1988; Six et al., 2002), en donde los microorganismos y sus enzimas pueden tener acceso limitado y donde las concentraciones de oxígeno podrían ser bajas. De forma similar, los compuestos orgánicos podrían estar físicamente protegidos de la degradación por enzimas solubles en agua si esos productos tienen baja solubilidad o se presentan asociados a dominios hidrofóbicos de la materia orgánica humificada (Spacini et al., 2002).
- 2) Protección química, ya que la materia orgánica adsorbida sobre superficies minerales a través de enlaces covalentes o electrostáticos quedaría al margen de los procesos de descomposición (Oades, 1988).
- 3) Déficit hídrico, ya que éste reduce el espesor de las películas de agua alrededor de las partículas del suelo, inhibiendo la difusión de enzimas extracelulares y sustratos orgánicos de bajo peso molecular, lo que podría causar una disminución de la presencia de sustratos en los micro-sitios de reacción. Además, la deposición de moléculas hidrofóbicas volátiles generadas, bien por la sequía o por incendios,

puede también generar repelencia al agua y restringir la actividad (McHale et al., 2005).

- 4) Exceso de agua, ya que ésta disminuye la difusión del oxígeno favoreciendo únicamente los procesos de tipo anaerobio, que generalmente incluyen mecanismos de degradación enzimática más lentos.
- 5) Congelación, ya que por debajo de 0 °C la difusión de sustratos y enzimas extracelulares dentro del suelo es extremadamente lenta (Mikan et al., 2002; Elberling y Brandt, 2003).

Las discusiones sobre la sensibilidad a la temperatura de las diferentes fracciones de la materia orgánica se han centrado en intentar dilucidar el significado a nivel global del denominado efecto *feedback* positivo, esto es, el proceso generado por el calentamiento global en el sentido de que dicho calentamiento producirá un incremento neto del carbono emitido a la atmósfera, lo que a su vez provocará un mayor calentamiento y una mayor emisión, al ser la respiración del suelo (fuente de CO₂) un proceso más sensible al calentamiento global que la productividad primaria, principal sumidero del CO₂ (Woodwell et al., 1983; Jenkinson et al., 1991).

Diferentes estudios recientes, tanto en condiciones de laboratorio como en condiciones de campo, han intentado aclarar los puntos oscuros referentes a la sensibilidad a la temperatura de la materia orgánica edáfica. Así, Fang et al. (2005) aplican experimentalmente diferentes ciclos de temperatura variable durante una incubación de 108 días y estiman la sensibilidad a la temperatura para cada ciclo. Los resultados de este experimento señalan que las sensibilidades no fueron significativamente diferentes para el carbono más lábil (que fue respirado en los primeros momentos de la incubación) y para el menos lábil, respirado al final del período de incubación. El experimento de los anteriores autores contemplaba tanto horizontes superficiales como horizontes subsuperficiales, estos últimos con mayores contenidos de C recalcitrante que en el caso de los primeros. De nuevo, no se encontraron diferencias significativas en las sensibilidades a la temperatura en la materia orgánica de los diferentes horizontes. A partir de estos resultados, Fang et al. (2005) refutan la teoría propuesta por diversos autores (Liki et al., 1999; Giardina y Ryan, 2000; Luo et al., 2001; Melillo et al., 2002) de que la descomposición de los *pools* más recalcitrantes sería menos sensible a la temperatura que la de los *pools* más lábiles, a pesar de que los resultados obtenidos por Fang et al. (2005) estarían en contra de la teoría cinética, que indica sensibilidades intrínsecas más elevadas para la descomposición de la materia orgánica que constituye parte de los *pools* recalcitrantes del carbono edáfico.

Por el contrario, Knorr et al. (2005) obtienen conclusiones acordes con la teoría cinética cuando ajustan los datos obtenidos en un experimento de laboratorio a un modelo de evolución del carbono, constituido por diferentes *pools*. En dicho trabajo encuentran no sólo que la descomposición de la materia orgánica del *pool* más lábil responde positivamente a la temperatura, sino también que el proceso de mineralización de la

materia orgánica menos lábil exhibía una sensibilidad a la temperatura superior que el anterior *pool* lábil citado. La mayor parte de la materia orgánica del suelo pertenecía a un tercer *pool* más recalcitrante que no se descomponía significativamente durante el experimento. Si no se hubiera realizado una partición del carbono edáfico, posiblemente este gran *pool* de materia orgánica recalcitrante habría oscurecido la sensibilidad a la temperatura de las otras dos fracciones, más lábiles pero de menor importancia cuantitativa. También se obtuvo apoyo para el cumplimiento de la teoría cinética a través de experimentos de incubación de hojas y de *litter* con sustratos de diferentes calidades (Fierer et al., 2005).

Sin embargo, cada uno de los estudios anteriores se basa, fundamentalmente, en ajustes a curvas para demostrar las sensibilidades a la temperatura y estas aproximaciones generan dudas, no sólo provocadas por las asunciones de los modelos usados sino también por la capacidad que puedan tener los *tests* estadísticos para detectar de forma significativa las diferencias entre parámetros de los ajustes. Así, Davidson y Janssens (2006) consideran que el hecho de que Fang et al. (2005) no hayan encontrado sensibilidades más elevadas para las fracciones más recalcitrantes podría ser debido a que hubieran cometido un error de tipo II, esto es, aceptar una hipótesis nula de ausencia de diferencias estadísticamente significativas entre los valores de energía de activación usados en su trabajo. Por otra parte, el estudio de Knorr et al. (2005) ha sido criticado por haber creado un artefacto metodológico al considerar idénticos valores del parámetro a en la función tipo Arrhenius que usaron. En ambos casos, Davidson y Janssens (2006) ponen en evidencia que no han sido tenidas en cuenta las posibles restricciones medioambientales a la descomposición generadas durante las incubaciones y que esa ausencia ha podido influir en los resultados encontrados.

Desafortunadamente, mediante la utilización de ajustes a datos de laboratorio (o incluso a datos de campo) no es factible resolver el debate sobre los mecanismos subyacentes relativos a la sensibilidad a la temperatura. En una serie de discusiones sobre los trabajos de Fang et al. (2005) y de Knorr et al. (2005), los mismos datos se ajustaban bien a modelos basados en diferentes premisas, lo que hace factible el considerar diferentes interpretaciones de la sensibilidad a la temperatura de la materia orgánica más recalcitrante (Fang et al., 2005; Knorr et al., 2005; Reichstein et al., 2005). Otro problema de los modelos usados sería que estos se centran en las relaciones entre sensibilidades aparentes medidas, más que en intentar distinguir entre la sensibilidad intrínseca y la sensibilidad aparente de los sustratos.

A pesar de estas controversias, los datos publicados tienden a converger en el sentido de poner en evidencia la existencia de más de un *pool* de materia orgánica en el suelo capaz de descomponerse con una sensibilidad a la temperatura detectable experimentalmente. De todas maneras, ni los datos experimentales ni las simulaciones de modelos de carbono parecen capaces de demostrar la existencia de una sensibilidad aparente común para el espectro total de *pools* recalcitrantes de la materia orgánica edáfica.

Se suele indicar que los problemas asociados a la descomposición de la materia orgánica más recalcitrante son triviales en relación a los *feedbacks* del cambio climático, ya que la descomposición de estos sustratos aunque sea acelerada contribuirá escasamente a los flujos instantáneos de CO₂, sin embargo, debido a su gran contribución al *stock* de carbono del suelo, pequeños cambios en la velocidad de descomposición pueden resultar en un importante cambio de los *stocks* de carbono a escala de décadas de años, sobre todo si las restricciones medioambientales que dificultan la mineralización de la materia orgánica disminuyen o se modifican como consecuencia del cambio climático (Davidson y Janssens, 2006).

2. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

2. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

2.1. Justificación

La determinación de la emisión de CO₂ y el potencial mineralizador de nitrógeno se han venido realizando de forma sistemática en suelos gallegos ya desde hace años. No obstante, el énfasis en estas determinaciones normalmente se ponía en la influencia que podría tener el tipo de suelo o la vegetación que soportaba el mismo sobre la producción de CO₂ o sobre la cantidad de nitrógeno inorgánico disponible. Incluso, estas medidas se llegaron a realizar para el mismo suelo a lo largo de una o más estaciones climatológicas con el fin de conocer la influencia estacional sobre los procesos de descomposición de la materia orgánica y poner en evidencia su rango de variación dentro del año. Trabajos recientes realizados por Trasar-Cepeda et al. (2008) han llegado a caracterizar para suelos bajo las diferentes vegetaciones gallegas (vegetación *climax* de robledal atlántico, vegetación forestal de repoblación, suelos dedicados a prado, suelos bajo rotación de cultivos tradicional, suelos bajo cultivos de viñedo) la capacidad de emisión de CO₂ y de mineralización de nitrógeno en un conjunto de cerca de 300 suelos gallegos. Es evidente que bajo esa óptica de caracterización de estas propiedades existe actualmente una amplia información, y quizás se podría decir sin miedo a equivocarse, que en pocas regiones del mundo existe un conjunto de datos tan amplio sobre la mineralización de la materia orgánica del suelo como en Galicia.

El estudio de las relaciones entre mineralización y clima se inició hace tiempo. Quizás el primer trabajo en el que se intenta buscar una relación entre la actividad biológica del suelo y las condiciones climáticas sea el de Fernández-Ferro y Díaz-Fierros (1976) en el que se determinó la influencia de las condiciones de humedad del suelo sobre la respiración, aunque los resultados obtenidos no fueron demasiado conclusivos, quizás debido a problemas no solucionados en la realización de la experiencia. En 1981, Gil-Sotres y Díaz-Fierros establecen para una serie de suelos de la Sierra del Barbanza (A Coruña) las relaciones entre la emisión de CO₂ y la temperatura media anual, haciendo diferentes sugerencias sobre el efecto que la mayor temperatura tendría sobre la liberación de nutrientes de la materia orgánica del suelo y, especialmente, sobre la disponibilidad de nitrógeno inorgánico (Gil-Sotres y Díaz-Fierros, 1981).

A través de la información proporcionada por la determinación de la respiración basal y de la mineralización potencial de nitrógeno para suelos forestales (tanto horizontes O como horizontes Ah) incubados a temperatura óptima (25 °C) y temperatura de campo, Leirós et al. (1999) relacionan dicha información con el posible efecto de un cambio climático sobre el suelo. Los resultados obtenidos por los autores ponen de manifiesto que los procesos de mineralización del C y del N a lo largo del año podrían ser modelizados mediante ecuaciones relativamente sencillas, y que esas ecuaciones eran más significativas para el carbono que para el nitrógeno. Estos mejores ajustes podrían ser consecuencia tanto del ciclo más sencillo del carbono que el del nitrógeno como debido a que, mientras que el

pool de carbono lábil a lo largo del año podría satisfacer sin problemas las necesidades de la microflora edáfica, el *pool* del nitrógeno podría ser limitante en algunos momentos. Por otra parte, los ajustes obtenidos a las diferentes temperaturas y humedades del suelo permitieron hacer una estimación de lo que podría afectar una modificación de la temperatura y humedad edáficas, como consecuencia de un cambio climático, a la respiración basal. En primer lugar, se observó que el efecto sería más importante en los horizontes Ah que en las capas de *förna*; en segundo, lugar que los incrementos de temperatura media anual de dos grados no afectarían a la respiración en la capa de los primeros 5 cm. del suelo si el clima se volviera un 10% más seco que actualmente, pero que generaría un incremento de la respiración entre un 40-55% si la humedad se incrementara en un 10%. Si este incremento del 10% de la humedad fuera acompañado de un incremento de la temperatura media de 5 °C el incremento de la respiración sería entre un 75% y un 100% (esto es, duplicaría la respiración actual), variación que puede considerarse como elevada y que hicieron pensar en que los suelos gallegos serían altamente susceptibles al efecto del cambio climático (Leirós et al., 1999).

Por otra parte, en 1997 se inició una experiencia de translocación de monolitos de suelos dedicados a prado (monolitos de 40 cm de diámetro y 25 cm de profundidad) en Galicia (Rey et al., 2007). Suelos de la parte interior de Galicia (Navia) fueron llevados a Sobrado (parte central) y a Ponteareas (sector litoral de las Rías Bajas), y suelos de Sobrado fueron igualmente llevados a Ponteareas, donde permanecieron durante un periodo de 26 meses. En los tres sitios se mantuvieron los correspondientes suelos control. A lo largo del período indicado antes se controlaron las condiciones de humedad y temperatura, se realizaron medidas mensuales de flujo de CO₂ y se determinó el contenido en carbono y nitrógeno total de los suelos control y translocados. A través de una función de la integral térmica y del estado de humedad de la sección de control de los suelos se realizó una estimación de la eficiencia climática que había supuesto la translocación de los suelos. En el período de estudio la eficiencia climática resultó ser en Ponteareas 1,73 veces más elevada que en Navia, y en Sobrado 1,37 veces más alta que en Navia, lo que claramente reflejaba que el cambio de posición de los suelos había generado un verdadero cambio climático (Guntiñas et al., 2007). Por otra parte, mientras que el contenido de C y N en los suelos control, o *in situ*, había permanecido prácticamente constante y sólo varió ligeramente debido a la normal heterogeneidad de los suelos y a los cambios estacionales, en los suelos translocados se produjo un descenso progresivo de los contenidos de nitrógeno y carbono, de tal manera que en la situación de cambio más acusada (translocación de Navia a Ponteareas) estos contenidos fueron solamente el 55% de los valores iniciales.

La variación progresiva de C y N en los suelos translocados a lo largo de la experiencia (que duró entre noviembre de 1997 y marzo de 2000) permitió estudiar la cinética del proceso. Para ello se consideró un modelo bi-compartimental de la materia orgánica edáfica y una variación de los contenidos de carbono y nitrógeno en relación a la intensidad de cambio climático siguiendo una ecuación de primer orden del tipo:

$$\text{Log } (X_t - X_r) = a + b [(F_t \times F_m) t]$$

siendo X_t el carbono, o el nitrógeno, total en el suelo en cada momento, X_r la fracción de carbono o de nitrógeno recalcitrante, $(F_t \times F_m) t$ representa la diferencia (para el tiempo t) entre la estimación de la eficiencia climática en la localidad considerada (Sobrado o Pontearreas) en relación a Navia, a sería una constante que a tiempo inicial representaría el logaritmo del carbono o del nitrógeno lábil inicialmente presente y b representa la velocidad de mineralización.

Para todos los suelos, y tanto para la variación del carbono como para la variación del nitrógeno, se obtuvieron coeficientes de correlación de muy elevada significación estadística. El valor de a indica que el 39% del carbono y el 44% del nitrógeno del suelo serían fácilmente mineralizables, datos que se encuentran dentro de lo esperado para suelos de la zona templada (Carballas et al., 1979; Trumbore et al., 1996).

En otras palabras, la anterior experiencia mostraba que los suelos gallegos reaccionaban de manera rápida e intensa ante un calentamiento del clima (ya que la temperatura fue el parámetro climático que más se modificó con la translocación de los monolitos), sufriendo una fuerte pérdida de materia orgánica, lo que afectaba a todas las propiedades del suelo: estabilidad de la estructura, capacidad filtrante, etc.

2.2. Objetivos

Debido a todo lo anteriormente expuesto, se planteó el conocer más a fondo la influencia de las variaciones de temperatura y humedad edáfica sobre los procesos de mineralización de la materia orgánica del suelo, lo que constituye el objetivo fundamental de esta Tesis Doctoral. Para ello se ha diseñado una experiencia en condiciones de laboratorio en la que los suelos son incubados a diferentes temperaturas y humedades, abarcando desde estados prácticamente de suelo seco hasta estados de exceso de agua. Los objetivos parciales de este trabajo, serán por tanto:

- a) Conocer la sensibilidad a la variación de la temperatura de los procesos que afectan a la emisión de CO_2 y a la mineralización del nitrógeno en los suelos gallegos.
- b) Conocer la sensibilidad a la variación de humedad de los procesos que afectan a la emisión de CO_2 y a la mineralización del nitrógeno en los suelos gallegos.
- c) Modelar la influencia conjunta de la humedad y temperatura sobre los procesos que afectan a la emisión de CO_2 y a la mineralización del nitrógeno en los suelos gallegos.

- d) Conocer cuál o cuáles de los usos habituales del suelo en Galicia (forestal, prado, rotación de cultivos) se verá más afectado por la acción de un posible cambio climático.
- e) Predecir el comportamiento de los suelos gallegos frente a un cambio climático.

3. MATERIAL

3. MATERIAL

3.1. Suelos utilizados

3.1.1. Suelo Robledal

Recogido en el lugar de Carballeira, municipio de Forcarei (provincia de Pontevedra), coordenadas 8° 21' 30'' W, 42° 36' 58'' N. Altitud 645 m. Corresponde a un *Umbrisol* bajo vegetación de robledal atlántico de *Quercus robur* L., con árboles bien desarrollados, robustos, con sotobosque de hiedra, rusco, acebo y diferentes gramíneas y helechos (Fotografía nº 1).



Fotografía nº 1.- Robledal en la aldea de Carballeira (municipio de Forcarei, Pontevedra). La flecha señala el lugar dónde se realizó la recogida de la muestra correspondiente al suelo bajo robledal (fotografía tomada del SIGPAC).

El material de partida del suelo son esquistos micáceos, cuarcíticos y con porfiroblastos de albita, a veces tan abundantes que la roca podría denominarse como un gneiss. Se consideran rocas derivadas de sedimentos pelíticos y arenopelíticos cuarzosos fuertemente metamorfoseados. La descripción del horizonte (Hor.) muestreado es la siguiente:

Hor. Ah (0-20 cm).- Mineral de color 5YR 2/1 negro en húmedo y 5YR 3/2, pardo rojizo oscuro en seco. Fuertemente enraizado, con gran cantidad de raíces finas y raicillas. Estructura migajosa inestable, ligeramente adherente y ligeramente plástico. Presencia de alguna grava angular, arenoso. Límite difuso en profundidad.

3.1.2. Suelo Prado

Recogido en el lugar de Cabanas, municipio de A Baña (provincia de A Coruña), coordenadas 8° 42' 30'' W, 42° 59' 00'' N. Altitud 320 m. Corresponde a un Umbrisol soportando un prado de más de 20 años de edad y con vegetación de pradera mixta de *ray-grass* y trébol, procedente de la transformación de una antigua zona forestal, fuertemente fertilizado con purines de vacuno (Fotografía nº 2). El material de partida del suelo son granodioritas precoces con megacrístales. Esta roca presenta un típico carácter porfídico con megacrístales de feldespato que, en ocasiones, llegan a alcanzar 12 cm. de longitud. La roca está compuesta fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita, con escasa presencia de moscovita. La descripción del horizonte muestreado es la siguiente:

Hor. Ah (0-20 cm).- Mineral, de color 5YR 2/1 negro en húmedo y 5YR 3/2 pardo rojizo oscuro en seco. Estructura migajosa, ligeramente estable, fuertemente enraizado, con presencia de gravas y abundantes restos de actividad biológica. Ligeramente adherente y ligeramente plástico, suelto en seco. Límite difuso con el horizonte inferior.

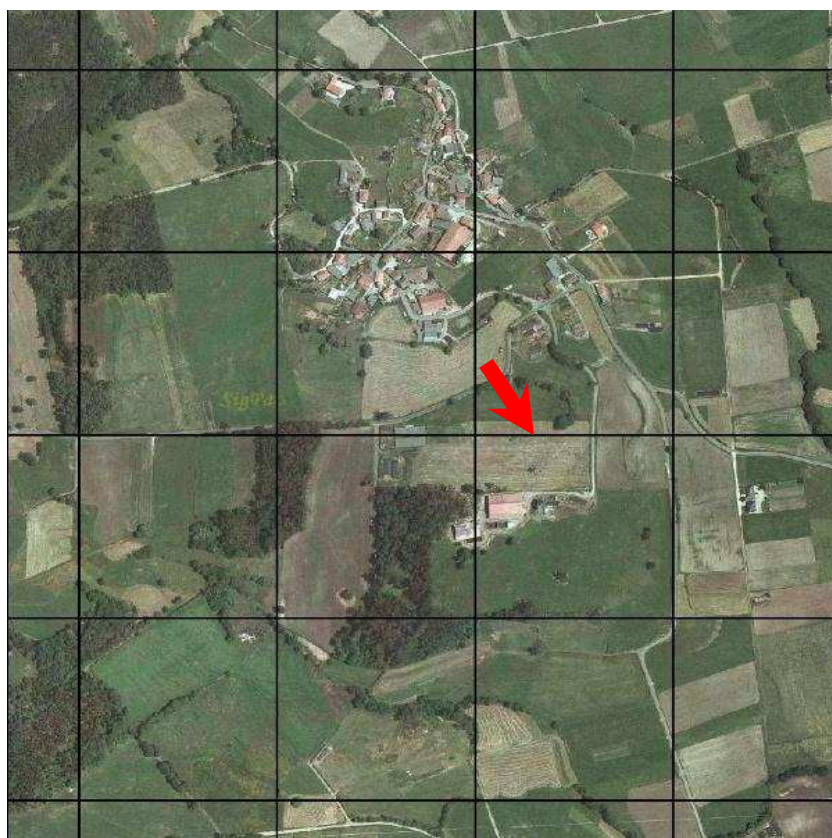


Fotografía nº 2.- Ortofoto, tomada del SIGPAC, de la aldea de Cabanas (municipio de A Baña, A Coruña). La flecha señala el lugar dónde se realizó el muestreo del suelo de prado.

3.1.3. Suelo Cultivo-patata

Recogido en el lugar de Cabanas, municipio de A Baña (provincia de A Coruña), coordenadas 8° 42' 35'' W, 42° 59' 10'' N, con una altitud de 315 m. Corresponde a un Regosol dedicado a cultivos de huerta en rotación, desde hace más de un siglo (Fotografía nº 3). El suelo, desarrollado sobre el mismo material que en el suelo bajo prado citado antes, soporta a lo largo del año un cultivo intenso, con rotación de diferentes cosechas. En el momento de su recogida habían sido cosechadas las patatas y estaba a la espera de las labores necesarias para la siembra de nabos. La descripción del horizonte es como sigue:

Hor. Ap (0-20 cm).- Mineral, muy arenoso, sin estructura o escasamente desarrollada. De color 10 YR 2/2 marrón muy oscuro en húmedo y 7.5 YR4/2 marrón en seco. Sin adherencia, ni plasticidad. Escasas raíces, ausencia de gravas. Límite insensible al horizonte inferior.



Fotografía nº 3.- Ortofoto, tomada del SIGPAC, de la aldea de Cabanas (municipio de A Baña, A Coruña). La flecha señala el lugar dónde se muestreó el suelo dedicado a cultivo-patata.

4. MÉTODOS

4. MÉTODOS

4.1. Diseño de la experiencia

Tal como se ha indicado anteriormente, el objetivo primordial de este trabajo es el de estudiar cómo podrían afectar la temperatura y la humedad, factores climáticos ambos, a los ciclos del carbono y del nitrógeno en los suelos de Galicia, de modo que los resultados de la experiencia se puedan extrapolar para poder predecir los efectos de un posible cambio climático global, sobre dichos suelos. Para ello se prepararon muestras de tres suelos bajo diferentes usos (representativos de la comunidad gallega) a cinco niveles de humedad distintos, que se incubaron en estufas a seis temperaturas diferentes durante más de 40 días; de este modo, al realizar todas las combinaciones posibles (3 suelos x 5 niveles de humedad x 6 temperaturas), se obtuvieron 90 muestras diferentes, que representan todas las posibilidades factibles, de las que se realizó un seguimiento pormenorizado a lo largo del tiempo de incubación.

De estas muestras se realizó el estudio, entre otros parámetros, de la mineralización de la materia orgánica durante la incubación mediante el seguimiento de la emisión de CO₂ y de la mineralización del nitrógeno orgánico (a través de la variación de las cantidades de las formas de nitrógeno inorgánico generadas). Igualmente, se siguió la evolución del pH y Eh, a través de la medida de ambos parámetros. En los apartados sucesivos se realiza una descripción de la incubación y en la figura 4.1 se puede observar un esquema de la misma.

4.1.1. Recogida y preparación de las muestras de suelos

La recogida de los suelos tuvo lugar el 27 de Enero de 1998, para el suelo de robledal, y el 21 de Septiembre de 1998, para los suelos de prado y cultivo-patata. En ambos casos, había transcurrido un largo período de tiempo sin precipitación. Las humedades de los suelos en el momento de su recogida resultaron ser 33%, 23% y 27% para Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente.

Para cada suelo se realizaron diferentes tomas en diversos puntos del área, retirando previamente los restos vegetales sobre el suelo (hojarasca y *förna* en el caso del suelo forestal; restos de cosechas, en el caso de los otros dos suelos). Los suelos se guardaron en bolsas de polietileno isotérmicas, en las que fueron llevados al laboratorio. Inmediatamente fueron tamizados por malla de 4 mm y el suelo una vez tamizado y homogeneizado, se mantuvo en nevera a 4 °C hasta el momento de comenzar las experiencias de incubación. Una alícuota del suelo se usó para la determinación en fresco de las propiedades bioquímicas y otra parte se secó al aire para la determinación de las propiedades generales.

4.1.2. Temperaturas de incubación

Todas las muestras de los suelos fueron incubadas en estufas de la marca Selecta® de 350 L de capacidad, a las temperaturas de 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C.

4.1.3. Humedades de incubación.

Para tener una referencia común para todas las experiencias, se adoptó el criterio de expresar el grado de humectación de las muestras como porcentaje de la humedad de los suelos a capacidad de campo. Esta medida se debió a que los suelos seleccionados presentan notables diferencias en cuanto a la textura y contenido en materia orgánica y ambas características determinan el grado de retención de agua en el suelo.

Con tal motivo se procedió a determinar los porcentajes de humedad a pF2, que se corresponden con la humedad a capacidad de campo (c.c.). Estos valores fueron los siguientes: 85, 58 y 42%, para los suelos de robledal, prado y cultivo-patata, respectivamente. Estos porcentajes de humedad se expresarán como 100% c.c.


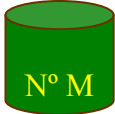

Para seleccionar los cinco niveles de humectación del estudio, se consideraron como referentes, los porcentajes de humedad correspondientes al de recogida y al de capacidad de campo de cada suelo. Entre ambos porcentajes se eligieron otros dos niveles, así como un tercer nivel superior al de capacidad de campo, para los suelos de robledal y prado; sin embargo, para el suelo de cultivo-patata, al ser pequeña la diferencia entre la humedad de recogida y la de capacidad de campo, se optó por un solo nivel de humedad entre ambas y dos por encima del de capacidad de campo. Procediendo de este modo los niveles de humectación de trabajo fueron:

- *Suelo de robledal y de prado:* porcentaje de humedad en el momento de la recogida de los suelos (39% y 40%, respectivamente), 65%, 80%, 100% y 160% de la capacidad de campo.
- *Suelo de cultivo-patata:* porcentaje de humedad en el momento de la recogida del suelo (60%), 80, 100, 120 y 160% de la capacidad de campo.

En la tabla 4.1 se indican los porcentajes de humedades reales y su equivalencia a la de capacidad de campo.

Mediante estos niveles de humectación, se pretendía el objetivo de estudiar las respuestas de los suelos desde cuando están secos y bajo condiciones óxicas hasta cuando están saturados de agua y bajo condiciones anóxicas.

Tabla 4.1.- Equivalencias entre el nivel de humedad del suelo y el porcentaje en relación con la capacidad de campo (c.c.).

SUELOS	% de humedad del suelo	% capacidad de campo
ROBLEDAL 	33	39
	55	65
	68	80
	85	100
	136	160
PRADO 	23	40
	38	65
	46	80
	58	100
	93	160
CULTIVO-PATATA 	27	60
	34	80
	42	100
	50	120
	67	160

Para obtener las muestras con tales niveles de humectación, se colocó en botes de polipropileno una determinada cantidad de suelo muestreado en el campo, y, por tanto, con un porcentaje de humedad concreto, (considerado como la humedad inicial), y se le añadió la cantidad de agua destilada necesaria, resultando así los distintos botes-muestra. Una vez preparados los botes-muestra y sus correspondientes réplicas, se cubrieron con Parafilm® y se introdujeron en las estufas previamente estabilizadas a las temperaturas correspondientes, con lo que se iniciaba la incubación.

4.1.4. Seguimiento y control de las muestras a lo largo de la incubación

4.1.4.1. Control de la humedad

En cada bote-muestra, la humedad se mantuvo constante a lo largo de la experiencia mediante sucesivos controles de peso de dichos botes, adicionando agua destilada en los casos necesarios. Además, en los días 1, 3, 10, 24 y 42 se extrajeron alícuotas de los suelos incubados para la determinación gravimétrica del porcentaje de humedad (Gutián y Carballas, 1976), procediendo a la corrección de humedad correspondiente, en los casos que la requieran. Las medidas realizadas para determinar el grado de humedad de las muestras, se pueden observar en los calendarios de control de parámetros correspondientes a cada suelo (Figuras 4.2, 4.3 y 4.4).

4.1.4.2. Control de las emisiones de CO₂

Para realizar el seguimiento de dichas emisiones se montaron incubaciones paralelas a la incubación general, de alícuotas de los suelos humectados, basadas en la técnica de incubación estática con trampa alcalina de CO₂ (Gutián y Carballas, 1976). Esta técnica implica la utilización de frascos de cierre hermético en los que se introducen, de forma conjunta, dos recipientes abiertos, uno con las alícuotas de los suelos y otro con el álcali.

En esta experiencia se utilizaron frascos de cierre hermético de 9,5 cm de diámetro, en cuyo fondo se colocaron 25 ml de agua para mantener constante la humedad. En cada frasco se alojó un recipiente abierto de 5,5 cm de diámetro, que contenía una alícuota de 25 g de suelo humectado (extraída de uno de los botes-muestra en incubación) e, inmediatamente antes de su cierre, se introdujo un bote de 3,5 cm de diámetro con 10 ml de una disolución de NaOH de concentración conocida.

Para conseguir que en el interior de los frascos herméticos no se produjeran condensaciones, sobre todo a las temperaturas más elevadas de 30 y 35 °C, y una caída sobre los recipientes del agua condensada, que podría implicar variaciones en el grado de humedad de las alícuotas de suelo humectado y en la concentración de la disolución de la trampa alcalina, se idearon dispositivos de protección tales como:

- El recipiente en el que se dispone la alícuota de suelo se tapó con una placa de Petri de diámetro igual al recipiente y, para garantizar la difusión de los gases, se abrieron ventanas de aireación laterales.
- El bote de la trampa alcalina se protegió con una cubierta de polipropileno que evitaba la posible variación de la concentración de la disolución de NaOH de su interior y garantizaba la captación de CO₂.

Al mismo tiempo y de igual forma, por cada temperatura de incubación se prepararon tres frascos blanco, en los que no se colocó alícuota de suelo. Finalmente, una vez preparados y cerrados los frascos, se introdujeron en las estufas a las temperaturas de ensayo y se mantuvieron en incubación.

En función de su duración se diferenciaron dos tipos de incubaciones, una inicial en la que una misma alícuota de suelo se mantuvo durante 10 días en incubación, (incubación inicial de 10 días), e incubaciones en las que la alícuota correspondiente se incubaba sólo 24 horas (incubaciones de 24 horas).

La diferencia en el tiempo de incubación de las alícuotas está motivada por el tipo de estudio que se quería realizar. Así, el objetivo de la incubación inicial de 10 días era el de estudiar la cinética de la mineralización de la materia orgánica en los primeros momentos de la incubación de las muestras de suelo; para ello, a tiempo cero de la incubación general, se tomaron de los botes-muestra las alícuotas correspondientes. Estas

alícuotas se dispusieron en los frascos herméticos en la forma anteriormente descrita y se pusieron a incubar al mismo tiempo que dichos botes-muestra. Durante los 10 días de incubación, se realizaron determinaciones de CO₂ en los días 1, 2, 3, 4, 7, 8, 9 y 10, reemplazando cada vez la disolución de NaOH de los botes trampa por otra recién preparada.

Por otra parte, el objetivo de las incubaciones de 24 horas, era hacer el seguimiento de la actividad biológica a lo largo de la incubación. Para ello en los días sucesivos a los 10 primeros, esto es, a los 15, 22, 29, 36 y 43 días de iniciada la incubación, se realizó un control semanal de las emisiones de CO₂ mediante la extracción de alícuotas de suelo humectado de los botes-muestra en incubación, que se ponían, a su vez, a incubar durante 24 horas, siguiendo el mismo procedimiento anteriormente descrito.

Debido a variaciones en la evolución de las incubaciones de los suelos, se realizaron pequeñas modificaciones en los días en los que se llevaron a cabo tales controles. En los calendarios respectivos a cada suelo (Figuras 4.2, 4.3 y 4.4) se indican los momentos de la incubación en los que se realizó la determinación de este parámetro.

4.1.4.3. Control de las formas de nitrógeno inorgánico

En los días de incubación 3, 10, 24 y 42 se retiraron alícuotas de 10 g de suelo humectado de los botes-muestra para determinar las distintas formas de nitrógeno inorgánico. Previamente a ser humectado el suelo, esto es a tiempo cero de incubación, también se tomaron alícuotas de 10 g, con el fin de conocer el nitrógeno inorgánico inicial del suelo.

En todos los casos el control de las formas de nitrógeno se realizó por duplicado.

4.1.4.4. Control del pH y del Eh

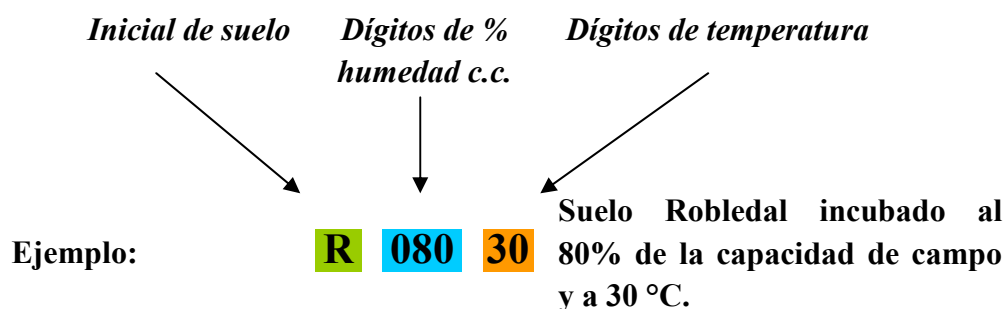
Como se puede apreciar en los calendarios de incubación (Figuras 4.2, 4.3 y 4.4), estos controles se realizaron dos veces por semana. La medida se hacía insertando directamente los electrodos (combinado y de platino, respectivamente) en el suelo humedecido, incubado en los botes de polipropileno, y esperando a que se estabilizase la respuesta del electrodo. Se hacían tres medidas consecutivas en cada uno de los botes preparados y los resultados que se indican para cada tiempo de incubación, son el valor medio de las 6 determinaciones realizadas.

4.1.5. Nomenclatura de las muestras

Debido a que cada muestra responde a una combinación de las variables suelo, humedad y temperatura, se ideó un sistema de nomenclatura numérica para su identificación, de tal forma que los tres primeros dígitos hacían referencia al contenido de humedad del suelo (en porcentaje con relación a la de capacidad de campo) y los dos

siguientes a la temperatura de incubación. Este sistema de números iba precedido de las iniciales **R**, **P** y **C** correspondientes a los suelos Robledal, Prado y Cultivo-Patata, tal como se refleja en el esquema I.

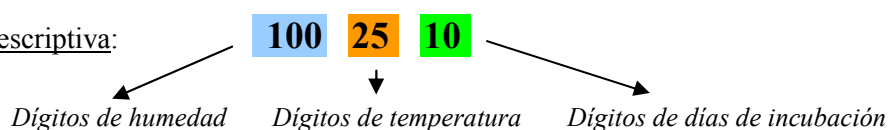
Esquema I: Clave de las muestras durante la fase experimental



Posteriormente, en la parte descriptiva de los resultados y al realizar los cálculos se modificó el sistema de nomenclatura. Así, se suprimió la inicial del suelo, ya que el estudio se realiza por tipo de suelo. Además, cuando el estudio trata del efecto de una variable, por ejemplo, la humedad, los primeros dígitos indican la temperatura de incubación y los últimos indican los tiempos a los que se realizaron los distintos controles; si el estudio se refiere a la temperatura, los primeros dígitos indican el % de humedad (expresada, tal como se indicó anteriormente, en relación al valor de capacidad de campo) y los últimos indican los tiempos a los que se realizaban los distintos controles, como se indica en el esquema II.

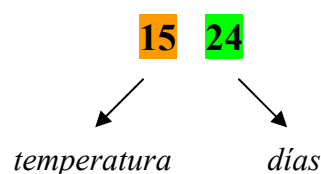
Esquema II: Clave de las muestras en Resultados

Ejemplo parte descriptiva:

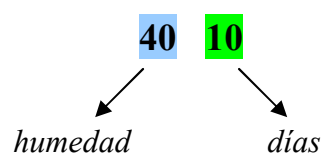


Ejemplo de efecto de una variable:

● Humedad →



● Temperatura →



4.2. Análisis generales de los suelos

4.2.1. pH

El pH actual de las muestras se midió empleando una relación suelo-agua de 1:2,5 (Guitián y Carballas, 1976). Para ello, a 10 g de suelo seco al aire se le añadieron 25 ml de agua. La acidez potencial se determinó a través de la medida del pH en disolución de KCl 0,1M, utilizando la misma relación suelo:disolución que la indicada antes. Para la medida del pH en agua se esperaron 10 minutos, después de preparada la suspensión, antes de realizar la medida y para la suspensión de KCl el tiempo de espera previo a la medida fue de 2 horas. La medida del pH se hizo mediante un potenciómetro Crison utilizando un electrodo combinado.

4.2.2. Eh

El potencial redox de las muestras se determinó por el método de Patrick et al. (1996). Para ello se utilizó un electrodo combinado de Pt en lugar del electrodo estándar de hidrógeno (SHE), por ser de uso más conveniente; dicho electrodo se introduce a una profundidad de 5 cm en unos orificios hechos previamente con un sacabocados; se espera hasta que el valor no oscile durante al menos, 10 segundos, para tomar la lectura, y al valor obtenido se le sumaron 199 mV, para hacer referencia al potencial normal de hidrógeno que, por convenio, se debe utilizar para expresar el potencial redox del suelo.

4.2.3. Carbono total

El carbono total del suelo se determinó mediante una oxidación húmeda (método de Sauerland modificado) según lo descrito por Guitián y Carballas (1976). Previamente, una alícuota de suelo finamente molida fue transferida a un matraz erlenmeyer añadiendo 50 ml de ácido sulfúrico concentrado y, a continuación, 25 ml de una disolución de $K_2Cr_2O_7$ 1,8 N. El matraz se mantuvo en estufa a 110 °C durante 90 minutos y luego se dejó enfriar hasta temperatura ambiente. El líquido del matraz se transfirió a un matraz aforado de 250 ml, que se enrasó con agua. Una vez homogeneizado, se tomó una alícuota (5 ml) en la que se valora el dicromato no consumido en la oxidación de la materia orgánica frente a una disolución perfectamente valorada de sal de Mohr 0,2 N y se compara con el resultado de un ataque en blanco (sin suelo). Los resultados se expresan como porcentaje de carbono y para los cálculos se considera que un 1 miliequivalente de $K_2Cr_2O_7$ es capaz de oxidar 3 mg de carbono orgánico. La digestión y la determinación se hicieron por triplicado.

4.2.4 Nitrógeno total

El método empleado (Guitián y Carballas, 1976) se basa en la digestión ácida del nitrógeno del suelo, su transformación en sales amoniacales y la destilación y valoración

de las mismas mediante el método Kjeldahl. La digestión se hizo mediante una mezcla de ácido sulfúrico, bisulfato potásico (para incrementar la temperatura de ebullición del ácido sulfúrico), sulfato de cobre (como catalizador) y ácido fosfórico (para complejar el hierro y evitar sus interferencias) a 320 °C en un bloque digestor. Una alícuota del digerido se sometió a destilación en un sistema Kjeldahl semimicro. Al inicio de la destilación se añadió a la alícuota la suficiente cantidad de álcali para que se pudieran liberar fácilmente como amoníaco las formas amoniacales disueltas. El amoníaco destilado se recogió sobre un indicador conteniendo ácido bórico, que se valoró frente a ácido sulfúrico 0,05 N. Se realiza simultáneamente un blanco para comprobar la pureza de los reactivos utilizados. Las determinaciones se efectuaron por triplicado y los resultados se expresan como porcentaje de nitrógeno total.

4.2.5. Análisis granulométrico

El análisis granulométrico se realizó según el método internacional de análisis mecánico descrito por Guitián y Carballas (1976), utilizando la separación de fracciones por tamaños según el sistema americano (FAO, 1988).

El análisis se inicia eliminando la materia orgánica de los suelos mediante oxidación con agua oxigenada y, tras la destrucción de los posibles carbonatos presentes mediante la adición de ácido clorhídrico, se dispersan las partículas por adición de una solución de Calgón (hexametáfosfato sódico y carbonato sódico). Las fracciones de tamaño superior a 0,05 mm se separan mediante tamices y las fracciones inferiores a dicho tamaño se separan por su distinta velocidad de sedimentación utilizando una pipeta Robinson.

Para la asignación de los suelos a una determinada clase textural se utilizó la designación de clases texturales de la FAO (FAO, 1988).

4.2.6. Determinación de óxidos de hierro y aluminio amorfos y ligados a la materia orgánica

Se siguió el método de extracción con pirofosfato sódico 0,1 M (Guitián y Carballas, 1976), con relación suelo:extractante de 1:100 y tiempo de extracción de 16 horas. Después de adición de Superfloc al 1%, las muestras se centrifugaron 5 minutos a 2000 rpm. En el extracto se determinaron el hierro y el aluminio mediante absorción atómica. Una alícuota del extracto se secó a 60 °C y, una vez seca, se determinó el carbono presente mediante ataque con dicromato potásico en medio ácido, de manera similar a la determinación del carbono total del suelo (Guitián y Carballas, 1976). Las determinaciones se realizaron por duplicado y los resultados se expresan como % del óxido del elemento correspondiente.

Los óxidos amorfos de hierro y aluminio también se extrajeron mediante el método propuesto por McKeague y Day (1966), usando ácido oxálico y oxalato amónico. Este

método se considera que es el más adecuado para la estimación de componentes no cristalinos de los suelos (Parffit y Henmi, 1982). Para esta extracción, 0,5 g de suelo se extrajeron con 50 ml de oxalato amónico 0,2 M tamponado con ácido oxálico a pH 3 durante 4 horas en oscuridad y empleando agitación rotatoria. Después de centrifugar el extracto, el Fe y el Al del sobrenadante se determinan mediante absorción atómica. Igual que en la anterior extracción las determinaciones se hicieron por duplicado y los resultados se expresan como porcentajes del óxido correspondiente.

4.2.7. Fósforo extraíble

El fósforo se extrajo con una solución de NaHCO_3 0,5M, utilizando una relación 1:20 y un tiempo de agitación de 30 minutos. El fósforo total extraído se determinó después de atacar la materia orgánica del extracto con permanganato potásico (Davidescu y Davidescu, 1982). Para la determinación del fósforo inorgánico una alícuota del extracto se acidificó hasta pH 1,5 con ácido sulfúrico. Después de 16 horas de reposo se centrifugó dicha alícuota y en el sobrenadante se determinó el fósforo. En ambos casos, P total e inorgánico, el fósforo se determinó colorimétricamente mediante el método de Murphy y Riley (1962) utilizando reactivo molíbdico y ácido ascórbico y midiendo la intensidad del color azul del complejo fosfomolíbdico formado a 882 nm. Las determinaciones se efectuaron por triplicado y los resultados se expresan como mg kg^{-1} de suelo seco a 105 °C. El P orgánico extraído se obtuvo como diferencia entre el total y el inorgánico.

4.2.8. Agua retenida

El agua retenida a saturación se obtuvo después de dejar saturando durante 48 horas muestras intactas de suelo y calculando el agua retenida por pérdida de peso a 105 °C.

El agua retenida a capacidad de campo se obtuvo sometiendo muestras intactas de suelo a una presión de -33 kPa ($pF=2$) en un aparato de placa de Richards (Guitián y Carballas, 1976) y determinando el agua retenida por pérdida de peso a 105 °C.

4.2.9. Complejo de cambio

Se realizó a través de una modificación del método de Askenasy y Severson (1988), que a su vez es una modificación del método descrito por Rhoades (1982). Para ello, 2 g de suelo seco se agitan con 20 ml de acetato amónico 1 M, pH 7, durante 2 horas. A continuación se centrifugan las muestras conservando el sobrenadante en el que se determinan los cationes cambiabiles Na^+ y K^+ mediante emisión atómica, y Ca^{+2} y Mg^{+2} mediante absorción atómica. Los resultados se expresan como $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$, y la suma de estos cuatro cationes representa el valor S, o suma de cationes.

El residuo obtenido en la etapa anterior se lava tres veces con etanol al 95%, para eliminar el exceso de amonio que no estuviera retenido en las posiciones de cambio, y de

cada lavado se desecha el sobrenadante. A continuación, se realizan tres extracciones consecutivas con 20 ml de NaCl al 10% acidificada (0,005 N en HCl), centrifugando después de cada extracción y recogiendo el sobrenadante en un matraz de 100 ml, que será aforado con la misma solución de NaCl. Se debe preparar también un blanco de NaCl para determinar la cantidad de nitrógeno que puedan aportar los reactivos en forma de impurezas. El amonio presente en este matraz se determina por destilación en arrastre de vapor y posterior valoración ácido-base con H_2SO_4 , tal como se indica para la determinación del nitrógeno inorgánico del suelo. Este valor representa la capacidad total de intercambio catiónico, CIC, y se expresa como $\text{cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$. La diferencia entre este valor y el de S, indicado antes, representa el H^+ de cambio extraíble a pH 7. El cociente entre S y el valor de la capacidad total de cambio representa el grado de saturación, V, y se expresa como porcentaje.

El aluminio de cambio se extrajo con KCl 1M, relación 1:20 y tras 30 minutos de extracción (Gutián y Carballas, 1977). El aluminio extraído se determinó mediante absorción atómica y se expresa como $\text{cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$.

Todas las extracciones y determinaciones fueron realizadas por duplicado.

4.3. Análisis de las propiedades relacionadas con la materia orgánica

4.3.1. Actividades enzimáticas

Las actividades β -glucosidasa y arilsulfatasa se determinaron incubando los suelos con un sustrato que contiene un radical *p*-nitrofenil, midiendo espectrofotométricamente la cantidad de *p*-nitrofenol liberado durante la hidrólisis enzimática y cuantificando la actividad en relación al color proporcionado por una recta patrón construida usando *standards* de *p*-nitrofenol incubados en las mismas condiciones que las muestras de suelo. Los resultados se expresan como $\mu\text{mol } p\text{-nitrofenol } \text{g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. La actividad β -glucosidasa se determinó incubando el suelo en un medio a pH 5,5, mantenido con tampón MUB (Modified Universal Buffer), con *p*-nitrofenil- β -D-glucopiranosido a 37 °C y tiempo de incubación de 1 hora. Transcurrido este tiempo se añadió CaCl_2 2 M para evitar la coloración parda causada por la materia orgánica y el *p*-nitrofenol liberado se extrajo con 0,1 M THAM-NaOH (Eivazi y Tabatabai, 1988). La actividad arilsulfatasa se determinó usando *p*-nitrofenil sulfato como sustrato, incubando las muestras a pH 5,8, usando tampón acetato 0,5 M. La temperatura de incubación fue de 37 °C, durando la incubación 1 hora. Después de la incubación se añadió CaCl_2 2 M, y el *p*-nitrofenol liberado se extrajo con 0,2M NaOH.

La actividad invertasa se determinó incubando los suelos con sacarosa como sustrato, durante 3 horas, en medio tampón acetato (pH 5,5) y determinando los azúcares reductores liberados, según el método descrito por Schinner y von Mersi (1990). La actividad carboximetil celulasa se determinó de una manera similar, excepto que el

substrato fue carboximetil celulosa y el tiempo de incubación de 24 h (Schinner y von Mersi, 1990). En ambos casos las actividades se expresan como $\mu\text{mol glucosa g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Las actividades ureasa y proteasa-BAA (N-benzoil-arginin-amida) se determinaron siguiendo el método de Nannipieri et al. (1980). En ambos casos la actividad enzimática se expresa como $\mu\text{mol NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. La actividad de la proteasa-caseína se determinó siguiendo el método descrito por Ladd y Butler (1972) y la actividad se expresa como $\mu\text{mol de tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

La actividad deshidrogenasa se determinó con una modificación del método de von Mersi y Schinner (1991), descrita por Camiña et al. (1998), usando violeta de iodonitrotetrazolio (INT) como sustrato. Los resultados se expresan como $\mu\text{moles de iodonitrotetrazolio formazán (INTF) g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. La actividad catalasa se determinó de acuerdo con el método de Trasar-Cepeda et al. (1999) y los resultados se expresan como $\text{mmol H}_2\text{O}_2 \text{ consumida g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Para todos los enzimas, los resultados son medias de tres determinaciones.

4.3.2. Determinación de carbohidratos solubles

La extracción de los carbohidratos solubles de los suelos se realizó tanto en frío como en caliente (80 °C). Para la extracción en frío, se pesan 5 gramos de suelo y se agitan, en agitador rotatorio, con 25 ml de agua destilada durante una hora. Pasada ésta, se centrifugan los tubos durante 15 minutos a 4500 rpm. El sobrenadante se filtra a través de papel de filtro Whatmann nº 2, y los extractos filtrados se guardan en nevera hasta la determinación de los azúcares extraídos.

Para la determinación en caliente se pesa 1 gramo de suelo húmedo y se añaden 10 ml de agua destilada. Una vez bien mezclados con el suelo se incuban los tubos en estufa a 80 °C durante 24 horas. El resto del proceso es el mismo que el que se emplea para la determinación en frío, esto es, centrifugación y filtrado.

En ambos casos, en la determinación del contenido en carbohidratos solubilizados se siguió el método de la antrona, tomando como patrón soluciones de glucosa (Brink et al., 1960). Los resultados se expresan en g kg^{-1} y los datos que se indican son medias de las determinaciones realizadas en tres extractos para cada suelo.

4.3.3. Determinación de la materia orgánica oxidable con permanganato potásico

La extracción de la materia orgánica lábil, oxidable por el permanganato potásico se realizó siguiendo el método descrito por Tirol-Padre y Ladha (2004), modificación del método original de Blair et al. (1995). Para ello, una cantidad de suelo conteniendo el equivalente a 15 mg de carbono (calculada a partir del contenido en carbono total del suelo) se dispuso en un tubo de centrífuga y se le añadió 25 ml de una solución de KMnO_4 33 mM. Después de una hora de agitación, se centrifugaron los tubos y la cantidad de

permanganato no oxidado se determinó en una alícuota de 1 ml diluido a 50 ml con agua destilada, mediante colorimetría, usando un espectrofotómetro UV-V Beckman, comparando la absorbancia a 565 nm con la de una recta patrón.

4.3.4. Caracterización de las sustancias húmicas

4.3.4.1. Extracción y purificación

La extracción y purificación de los ácidos húmicos se realizó mediante una modificación del método internacional descrito por Schnitzer (1978). Para ello, 10 g de suelo seco se extraen durante 24 horas con 100 ml de una disolución de pirofosfato sódico 0,1 M – NaOH 0,1 M, a pH 10,1. Al cabo de ese tiempo, se centrifugan los extractos a 10000 rpm durante 5 minutos. El sobrenadante se retira, y el residuo de extracción se vuelve a extraer con disolución recientemente preparada de pirofosfato-sosa, realizando un total de 10 extracciones sucesivas. En cada uno de los extractos se determina, por duplicado, en una alícuota previamente secada a 60 °C, el contenido en carbono mediante digestión con dicromato potásico en medio ácido.

Alícuotas de 50 ml de cada uno de los extractos anteriores se reúnen en una mezcla común y se acidifican con HCl 6 M hasta pH 1. Después de 16 horas de reposo se centrifugan durante 5 minutos a 10000 rpm. Una vez retirado el sobrenadante, el residuo de la centrifugación se lava dos veces con agua destilada (centrifugando después de cada lavado) y se deja dos horas con 100 ml de una disolución de HF 0,3M y HCl 0,1 M, para eliminar las impurezas silicatadas. Una vez pasado este período, se centrifugan los tubos, y se lavan dos veces con agua. El residuo así lavado se resuspende en la menor cantidad de agua posible y se transfiere a una tripa de diálisis (NWCA 12000-14000, diámetro de poro alrededor de 24 amstrongs), dejando las tripas en un baño de agua destilada. Cada 24 horas se cambia el agua poniendo agua recién destilada, y se mantienen las tripas dializando hasta que el agua no contenga cloruros. El contenido de la tripa de diálisis se congela y, a continuación, se liofiliza. Posteriormente, las muestras de ácidos húmicos se muelen en mortero de ágata y se homogeneizan.

4.3.4.2. Análisis elemental de los ácidos húmicos

El análisis elemental (C, H, N, S, y O) de los ácidos húmicos liofilizados se realizó en la Unidad de Análise Elemental de la USC, utilizando un analizador elemental Carbo Erba.

4.3.4.3. Espectroscopia de Resonancia Magnético Nuclear

Los espectros de Resonancia Magnético Nuclear (RMN) para ^{13}C se realizaron en la unidad de RMN de la USC utilizando un espectrómetro de sólidos 17,6 T Varian INOVA-750, equipado con una sonda T3 de 3, mm diámetro x 2 cm longitud (volumen 22 microlitros). Los parámetros para la adquisición de los espectros fueron los siguientes:

tiempo de retardo entre scans de 5 s, tiempo de adquisición 10,01 minutos, tiempo de contacto 3 minutos y velocidad de giro del rotor de 70000 Hz.

4.3.4.4. Espectroscopia visible de los ácidos húmicos

Los valores de extinción a 465 nm y a 665 nm se midieron en disoluciones de humato-Na preparadas disolviendo 50 mg de ácidos húmicos liofilizados en 25 ml de bicarbonato sódico 0,5 M a pH 7, según lo indicado por Chen et al. (1977).

4.4. Propiedades determinadas durante la incubación de los suelos

4.4.1. Humedad del suelo

Alícuotas de 5 g de peso de los suelos húmedos se disponen en un pesasustancias y se mantienen en estufa a 110 °C, hasta peso constante. Los resultados se expresan en porcentaje de humedad en relación al suelo seco (Gutián y Carballas, 1976).

4.4.2. Valoración del CO₂ desprendido

La valoración del CO₂ emitido por las distintas muestras se realizó teniendo en cuenta las consideraciones analíticas referentes al análisis químico de una mezcla de carbonato e hidróxido, debido a que el CO₂ emitido por el suelo reacciona con el NaOH de la trampa transformándose en carbonatos.

En este caso se determinó el álcali que no había reaccionado con el CO₂, por lo que, inicialmente, se dispuso en los botes una cantidad de NaOH en exceso en relación al CO₂ emitido por el suelo. Para la valoración se procedió de la siguiente manera:

- Se extrajeron los botes con la trampa alcalina, de todos los frascos herméticos incubados, es decir tanto de aquellos que contenían recipientes con muestra de suelo como de los tres blancos. En la disolución de estos botes-trampa habrá Na₂CO₃ y el álcali (NaOH) excedente, que es la que se desea valorar.
- Se toman alícuotas de 2 ml de la disolución de los botes-trampa a las que se le adiciona agua destilada y 1 ml de una disolución de BaCl₂ al 20%, con el fin de insolubilizar los carbonatos presentes, mediante la formación de BaCO₃. La alícuota así preparada se valoró mediante titulación con HCl de concentración equivalente a la de NaOH con un valorador automático CRISON.Compact Titrator, con pH final de valoración de 9,50; se eligió este pH para evitar la disolución de los carbonatos precipitados. Las condiciones estándar para la valoración fueron las siguientes:

Previamente a la titulación se agitó la muestra durante 10 segundos; el tiempo de lectura fue de 4 segundos con una dispersión máxima de 1,0 mV; el punto final de

valoración se alcanza cuando la lectura del electrodo se mantiene estable durante 10 segundos. El ritmo de adición del ácido, en función de la distancia al punto final de la titulación fue el siguiente:

<i>Distancia al pH final</i>	<i>Volumen de adición (μlitros)</i>
2,50	140,0
2,20	120,0
1,80	70,0
1,60	60,0
1,40	50,0
1,20	40,0
0,80	30,0
0,50	20,0
0,30	10,0
0,20	5,0
0,10	2,0

Todas las determinaciones se hicieron de forma sistemática por duplicado y en aquellos casos en las que las réplicas no proporcionaban valores iguales, se repitieron el número de veces necesario hasta obtener valores próximos y correctos entre réplicas de una misma muestra. En consecuencia, los resultados son el valor medio de los valores obtenidos.

Los cálculos se realizaron en base a la fórmula:

$$mg\ CO_2\ desprendido.100\ g^{-1} = (V_B - V_M) * N * (P_{eq}CO_2) * (V_b/V_aNaOH) * [100/(C_A * (ss/sh))]$$

donde:

- V_B es el valor medio del volumen de la disolución de HCl gastada por los blancos expresado en ml.
- V_M es el valor medio del volumen de la disolución de HCl consumida por las muestras, expresado en ml.
- N es la normalidad exacta de la disolución de HCl utilizado para valorar.
- P_{eq} es el peso equivalente del CO_2 , que es igual a su peso molecular dividido entre 2 ($PM/2 = 22\ g$).
- V_b es el volumen de la disolución de NaOH en el bote trampa expresado en ml.
- V_a es el volumen de la alícuota valorada de la disolución trampa de NaOH, (2 ml).

- C_A es la cantidad de alícuota de suelo humectado utilizada para la determinación (25 g)
- ss es la cantidad de suelo seco expresada en g.
- sh es la cantidad de suelo húmedo expresada en g.

4.4.3. Cuantificación de las formas de nitrógeno inorgánico

Se pesan alícuotas de 10 g de suelo en botes de extracción y se le añaden 50 ml de KCl 2 M. Los botes se agitan durante 30 minutos en un agitador rotatorio y, a continuación, se filtran a través de papel Whatman nº 40. En los extractos filtrados se determinan las distintas formas de nitrógeno inorgánico mediante el método Kjeldahl (Bremner, 1965).

- Para la determinación del nitrógeno inorgánico total (NH_4^+ , NO_3^- y NO_2^-), se toman alícuotas de 5 ml de extracto filtrado que se disponen en un matraz Kjeldahl, y se le adicionan 0,2 g de MgO recientemente calcinado (3 horas a 650 °C), 0,2 g de aleación de Devarda y agua destilada por las paredes del matraz, para el arrastre de los reactivos; a continuación se destila en corriente de vapor durante 3 minutos y se recoge el destilado condensado sobre 5 ml de una disolución de ácido bórico (H_3BO_3), con indicador de pH conocido, en un matraz erlenmeyer conectado al destilador. Cumplidos los 3 minutos se valora el destilado con una disolución de H_2SO_4 de concentración exacta.

El método se basa en:

- 1) la transformación de los nitratos (NO_3^-) y nitritos (NO_2^-) en NH_4^+ por tratamiento con la aleación de Devarda.
 - 2) la transformación de los grupos amoniacales (NH_4^+) inorgánicos en NH_3 por el tratamiento con MgO.
- Para la determinación de las formas amoniacales (NH_4^+) se procede de forma semejante a la anterior, con la diferencia de que a las alícuotas de 5 ml de extracto filtrado, se les añaden sólo 0,2 g de MgO recientemente calcinado y se destila a vapor durante solo 2 minutos. El destilado condensado se recoge y se valora de la misma forma.
 - Para la determinación de nitratos, lo más frecuente es calcularlos por diferencia entre los resultados hallados para el nitrógeno inorgánico total y el nitrógeno amoniacal inorgánico, ya que en los suelos bajo condiciones aeróbicas los nitritos (NO_2^-) son inestables y por tanto no están presentes, pero como en esta experiencia hay muestras de suelo bajo condiciones anaeróbicas, sus extractos pueden contener nitritos, por lo que se procedió de la manera siguiente:

- 1) A las alícuotas de 5 ml de extracto filtrado se le añade, primeramente 1ml de ácido sulfámico ($\text{NH}_2\text{SO}_3\text{H}$) y se gira el matraz durante unos segundos (Bremmer y Keeney, 1965).
- 2) A continuación, se le adicionan los reactivos de MgO y aleación Devarda, en cantidades iguales a las anteriormente descritas.
- 3) Finalmente, se destila a vapor durante 3 minutos, procediendo de igual manera que en los casos anteriores.

El método se basa en que el ácido sulfámico descompone de forma rápida y en cantidad a los nitritos presentes en los extractos a la temperatura ambiente, pero no reacciona con los grupos amoniacales ni con los nitratos y además no interfiere en la determinación de los mismos por destilación a vapor con OMg y aleación de Devarda.

En consecuencia, se pueden calcular las cantidades presentes de las formas amoniacales en la muestra estudiada por cálculo directo y las de nitritos y nitratos mediante la diferencia entre:

- a) La determinación de formas totales inorgánicas, (NH_4^+ , NO_3^- y NO_2^-) y la determinación sin nitritos, (NH_4^+ y NO_3^-) = cantidad de nitritos, (NO_2^-).
- b) La determinación sin nitritos, (NH_4^+ y NO_3^-) y la determinación de las formas amoniacales, (NH_4^+) = cantidad de nitratos, (NO_3^-).

De todas las alícuotas se realizaron réplicas, se prepararon blancos específicos para cada valoración y todas las determinaciones se hicieron por duplicado; en los casos de resultados incorrectos o imprecisos se hicieron el número de determinaciones necesario para obtener mediciones precisas, por lo que los resultados son los valores medios correspondientes.

Los cálculos se realizaron en base a la fórmula:

$$mg \text{ Ni. } 100 \text{ g}^{-1} = (V_M - V_B) * N * P_{eq} * (V_E / V_A) * [100 / (C_A * (ss/sh))]$$

donde:

- Ni es cualquier forma de nitrógeno inorgánico.
- V_M es el valor medio del volumen de H_2SO_4 consumido por las muestras expresado en ml.
- V_B es el valor medio del volumen de H_2SO_4 consumido por los blancos expresado en ml.
- N es la normalidad exacta del H_2SO_4 utilizado para valorar.

- P_{eq} es el peso equivalente del nitrógeno, (14 g)
- V_E es el volumen del extracto filtrado (50 ml)
- V_A es el volumen de la alícuota de extracto filtrado valorada (5 ml).
- C_A es la cantidad de alícuota de suelo humectado utilizada para obtener los extractos filtrados (10 g).
- ss es la cantidad de suelo seco expresada en g
- sh es la cantidad de suelo húmedo expresada en g.

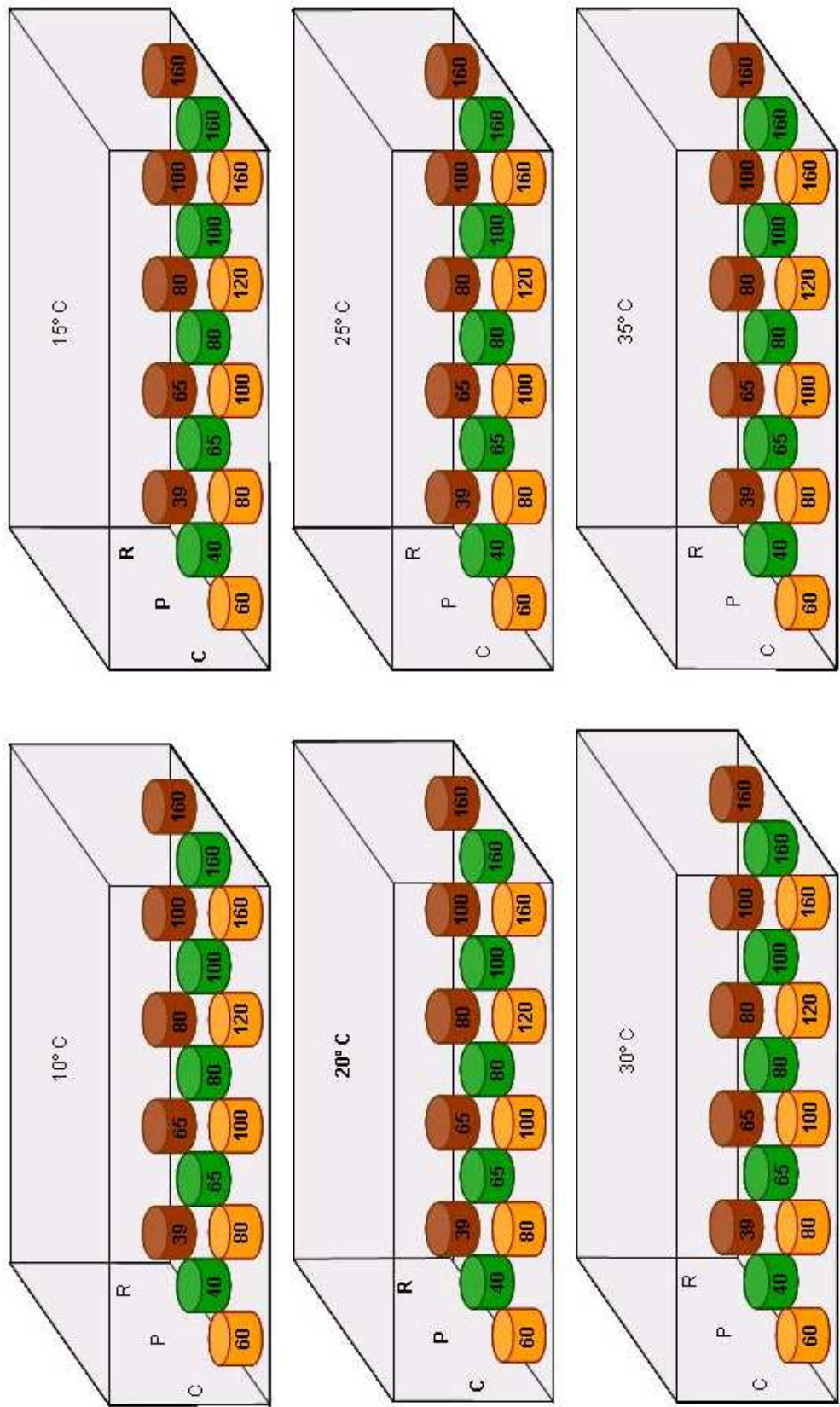
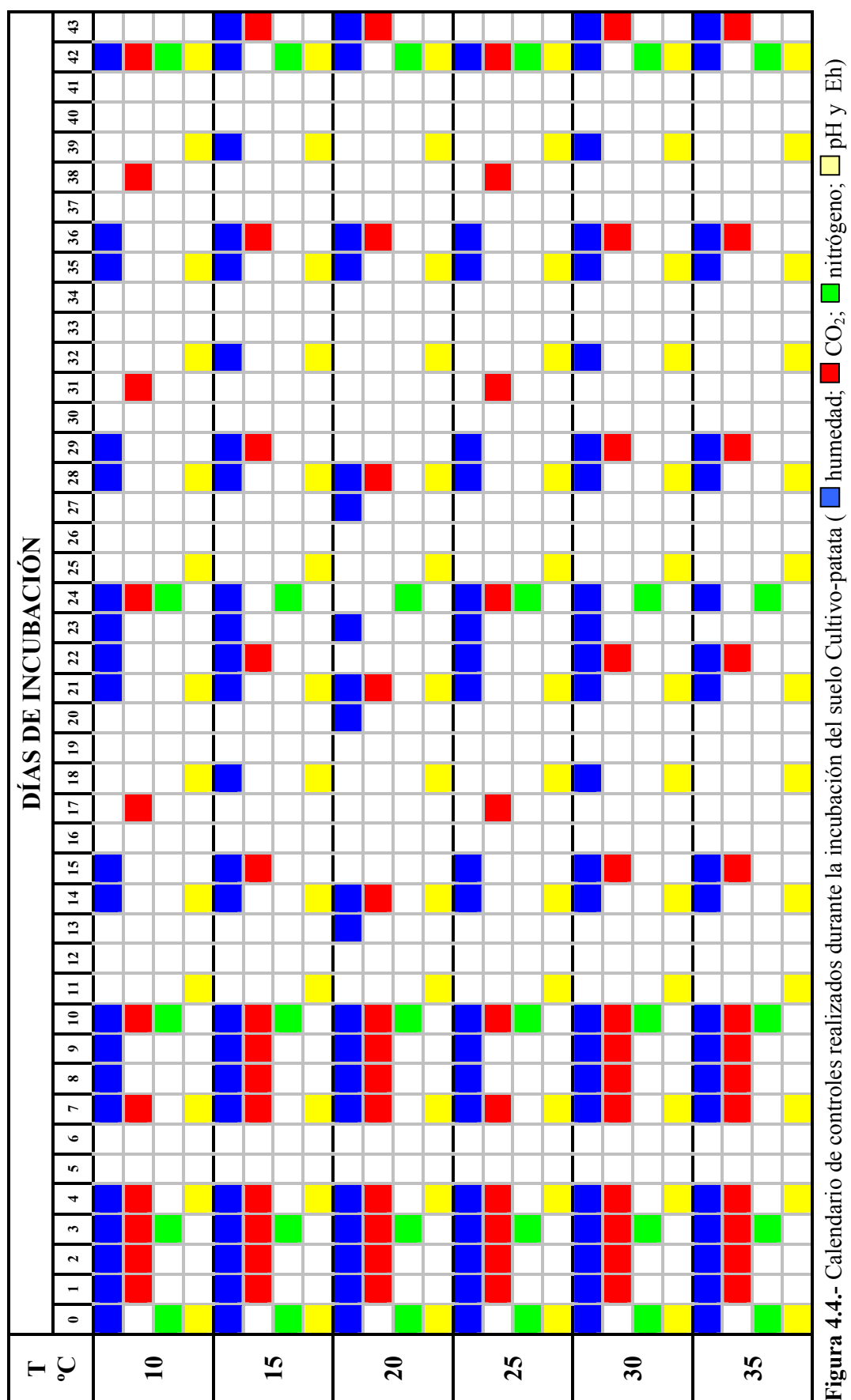


Figura 4.1.- Diseño de las incubaciones. Cada forma representa una estufa a una temperatura determinada en cuyo interior se ubican durante 43 días, las muestras con un nivel de humedad determinado en relación a capacidad de campo (39, 40, 60, 65, 80, 100, 120 y 160 %c.c.) de los tres suelos: R (Robledal), P (Prado) y C (Cultivo-patata).







5. RESULTADOS

5.1. Los suelos utilizados: datos analíticos y características de la materia orgánica

5.1.1. Propiedades generales

Los tres suelos seleccionados, Robledal, Prado y Cultivo-patata, representan suelos bajo los tres usos del suelo más abundantes de Galicia y, además, sus propiedades tanto físicas, químicas como bioquímicas (Tabla 5.1) son muy similares a los valores medios de las mismas para amplios conjuntos de suelos gallegos bajo dichos usos, lo que nos permite considerar que los suelos escogidos representan perfectamente, el perfil medio de suelo gallego bajo cada uno de los usos considerados.

Así, el suelo bajo robledal (Robledal) es un suelo fuertemente ácido con un contenido en carbono ligeramente inferior al valor medio de horizontes Ah de robledales gallegos (Leirós et al., 2000), aunque presenta contenidos en nitrógeno y fósforo inorgánico extraíble ligeramente superiores a la media. Se trata de un horizonte de textura franco arcillo arenosa, con porcentajes de arena y arcilla (58 y 24%, respectivamente) similares a los valores medios indicados en el trabajo citado antes.

El carácter fuertemente ácido de este suelo se manifiesta en el bajo grado de saturación del complejo de cambio (9% en relación a la capacidad de intercambio catiónica determinada a pH 7) y el relativamente elevado valor del aluminio cambiabile, $4,85 \text{ cmol}_{(+)} \text{ kg}^{-1}$, que implica una saturación en aluminio del 12% (en relación a la CIC determinada a pH 7). Los valores de los cationes cambiabiles, calcio, magnesio sodio y potasio, son muy cercanos a los valores medios obtenidos para las formas extraíbles de estos elementos citadas en el estudio de Leirós et al. (2000). Por otra parte, los valores de óxidos extraíbles están en el rango de los obtenidos para suelos bajo robledales gallegos.

En lo que respecta a las propiedades bioquímicas, tanto los valores de actividad deshidrogenasa como de catalasa y de los enzimas del ciclo del nitrógeno y del azufre son prácticamente similares a los valores medios citados para robledales gallegos (Trasar-Cepeda et al., 2000). Únicamente aparece como destacable la presencia de valores ligeramente superiores a la media, pero siempre dentro del rango de valores obtenidos en Galicia, para las actividades celulasa y β -glucosidasa.

El suelo de prado (Prado) presenta menor acidez que el de robledal, siendo su valor de pH prácticamente similar al valor medio de prados gallegos intensamente manejados proporcionado por Paz-Ferreiro (2007), aunque presenta valores ligeramente superiores a la media de esos suelos, de carbono y nitrógeno total, fósforo extraíble y de la mayoría de

las actividades enzimáticas determinadas, a excepción de la proteasa-BAA, aunque siempre los valores obtenidos para este suelo entran dentro del rango de valores obtenidos para suelos gallegos bajo este uso (Paz-Ferreiro, 2007).

Tabla 5.1. - Datos generales de los suelos.

	<i>pH agua</i>	<i>pH KCl</i>	<i>C total</i> %	<i>N total</i> %	<i>C/N</i>	<i>P total extraíble</i> <i>mg kg⁻¹</i>	<i>P org extraíble</i> <i>mg kg⁻¹</i>	<i>P inorg extraíble</i>
Robledal	4,81	3,73	8,82	0,877	10	59	24	35
Prado	5,43	4,75	8,26	0,698	12	119	13	104
Cultivo-patata	5,01	4,28	5,22	0,466	11	578	90	488

	<i>Textura</i>	<i>arena gruesa</i> %	<i>arena fina</i> %	<i>limo grueso</i> %	<i>limo fino</i> %	<i>Arcilla</i> %	<i>% agua retenida</i> <i>saturación</i>	<i>pF 2,0</i>
Robledal	faa	26	32	6	12	24	100	85
Prado	fa	53	18	5	7	17	95	60
Cultivo-patata	fa	46	20	5	9	20	80	42

	<i>Celulasa</i>	<i>β-glucosidasa</i>	<i>Invertasa</i>	<i>Prot-caseína</i>	<i>Prot-BAA</i>	<i>Ureasa</i>	<i>Arilsulfatasa</i>	<i>Deshidrogenasa</i>	<i>Catalasa</i>
Robledal	0,36	2,14	7,29	1,23	15,74	17,93	0,69	0,53	2,37
Prado	0,40	2,63	8,22	1,70	6,31	38,71	1,11	1,40	2,53
Cultivo-patata	0,12	1,21	4,23	1,10	5,99	5,40	0,11	0,38	0,81

Complejo de cambio (valores en cmol (+) kg ⁻¹)					
<i>CIC</i>	<i>Ca⁺²</i>	<i>Mg⁺²</i>	<i>K⁺</i>	<i>Na⁺</i>	<i>Al⁺³</i>
Robledal	41,60	1,24	0,77	0,49	1,45
Prado	47,70	4,04	0,73	0,40	1,13
Cultivo-patata	35,95	8,57	1,36	1,41	1,01

	<i>H⁺</i>	<i>S</i>	<i>% V</i>
Robledal	37,65	3,95	9
Prado	41,40	6,30	13
Cultivo-patata	23,60	12,35	34

Tabla 5.1. - Continuación.

	Óxidos extraídos					
	oxálico-oxalato 0,3M			pirofosfato sódico 0,1M		
	% Al_2O_3	% Fe_2O_3	% Al_2O_3	% Fe_2O_3	% Fe_2O_3	% carbono
Robledal	1,14	0,74	1,44	0,81		3,90
Prado	1,45	0,72	2,21	1,05		4,75
Cultivo-patata	0,74	0,44	0,86	0,48		2,89

	Carbohidratos solubles g kg ⁻¹				% C extraído mediante pirofosfato sódico 0,1 M pH 10	
	extracción en frío		extracción a 80 °C		1ª extracción	5ª extracción (acumulado)
	0,19 (0,2%)		2,30 (2,6%)		4,16 (47,2%)	6,23 (70,6%)
Robledal	0,19 (0,2%)		2,30 (2,6%)		4,16 (47,2%)	6,23 (70,6%)
Prado	0,13 (0,2%)		0,85 (1,0%)		3,82 (46,2%)	5,12 (62,0%)
Cultivo-patata	0,11 (0,2%)		1,25 (2,3%)		2,40 (46,0%)	4,02 (77,0%)

	Composición elemental de los ácidos húmicos de los suelos					
	% C			Densidad óptica suspensiones ac. húmicos		
	% C	% N	% H	% S	% O	
Robledal	42,04	3,85 (0,08)	5,05 (1,4)	0,23	34,40 (0,6)	0,8306
Prado	45,70	4,42 (0,08)	4,59 (1,2)	0,29	33,80 (0,5)	1,3621
Cultivo-patata	41,10	3,80 (0,08)	5,04 (1,4)	0,53	34,10 (0,6)	0,6581

	Carbono oxidable con permanganato 33 mM (mg de C 100 g ⁻¹ de suelo). Entre paréntesis % de C en relación al total del suelo					
	ajuste semilogarítmico ($x=a+b \cdot \ln t$)			R ²		
	1 hora	3 horas	6 horas	24 horas	a	b
Robledal	0,934 (8,7)	1,177 (13,3)	1,579 (17,9)	2,358 (26,7)	0,99	0,700 (7,94)
Prado	0,601 (7,3)	0,842 (10,2)	1,065 (12,9)	1,677 (20,3)	0,97	0,528 (6,41)
Cultivo-patata	0,629 (14,8)	0,863 (20,3)	1,026 (24,1)	1,548 (36,4)	0,98	0,577 (13,58)

Tabla 5.1. - Continuación.

Distribución porcentual de las especies de carbono en los ácidos húmicos según los espectros de ^{13}C RMN			
<i>Grupos funcionales</i>	<i>Robledal</i>	<i>Prado</i>	<i>Cultivo-patata</i>
Carbono alquílico (0-35 ppm)	59	37	52
(35-50 ppm)	45	33	43
Carbono C-O-alquílico (50-60 ppm)	14	4	9
(60-105 ppm)	10	11	21
Carbono aromático (105-140 ppm)	3	0	7
(140-160 ppm)	7	11	14
Carbono carboxílico y cetónico (160-230 ppm)	15	16	2
Aromaticidad (105-160/0-160)	9	9	1
	6	7	1
	16	36	25
	18	25	3

Se trata de un horizonte de textura franco arenosa con un 71% de arena y un 17% de arcilla, con un grado de saturación del 13% (determinado a pH 7) y con un relativamente bajo contenido en aluminio de cambio (4% de saturación en aluminio, determinada a pH 7). El catión dominante en el complejo de cambio es el calcio.

En cuanto al suelo de cultivo-patata (Cultivo-patata) presenta un pH ácido, ligeramente inferior al valor de pH encontrado para un amplio conjunto de suelos gallegos bajo rotación de maíz-patata-nabos (Trasar-Cepeda et al., 2008b), aunque con contenidos en carbono, nitrógeno y fósforo extraíble superiores, aunque siempre dentro de los rangos encontrados para los suelos gallegos.

En lo que respecta a sus propiedades bioquímicas, los niveles de deshidrogenasa, catalasa, celulasa y arilsulfatasa son prácticamente similares a los valores medios encontrados para suelos bajo este uso (Trasar-Cepeda et al., 2008b), mientras que proteasa-BAA es inferior, y β -glucosidasa, invertasa, proteasa-caseína y ureasa son superiores a los valores medios, aunque siempre dentro del rango encontrado para los suelos gallegos.

Se trata de un horizonte de textura franco arenosa, con distribución de clases de tamaño de partículas prácticamente similar al suelo de prado, lo que es lógico dada la cercanía entre ambos suelos y el que se desarrollen bajo el mismo material de partida. La elevada fertilización de este suelo de cultivo intensivo, puesta de manifiesto por las elevadas cantidades de P inorgánico extraíble, tiene también su reflejo en los valores del complejo de cambio. Así, el suelo cultivo-patata presenta una saturación a pH 7 del 34%, con valores altos de calcio, magnesio y potasio cambiables, siendo los contenidos en calcio y potasio claramente superiores a los valores medios obtenidos para suelos gallegos bajo este uso (Trasar-Cepeda et al., 2008b), aunque siempre dentro del rango de valores encontrado para el conjunto de suelos de región. La saturación en aluminio es, evidentemente, muy baja (2%) a pesar del no demasiado elevado valor de pH de este suelo.

5.1.2. Características de la materia orgánica

Dado el carácter de las experiencias a realizar en este trabajo se puso un especial interés en la determinación de las características de la materia orgánica de los suelos. Así, la extracción de carbohidratos solubles mostró comportamientos muy diferentes según se consideren los valores de extracción en frío o a 80 °C. En ambos casos, el suelo Robledal ofreció los valores más elevados, pero mientras que en la extracción en frío el % de C extraído en relación al carbono total de cada suelo fue similar para los tres suelos (0,2%), la extracción en caliente fue mucho más efectiva para los suelos Robledal y Cultivo-patata que para el suelo Prado. La extracción a 80 °C extrajo en el suelo de robledal el 2,6% del carbono total, y en Cultivo-patata el 2,3%. En el suelo Prado, sólo se extrajo el 1,0%, poniendo de manifiesto en este suelo una clara reducción de los restos celulósicos, posiblemente asociada a la retirada por corta de la hierba.

En relación a la extracción con permanganato potásico hay que señalar que al cabo de las 24 horas de extracción los mayores contenidos de carbono extraído se alcanzaron en el suelo Robledal (2,358 g de C 100 g⁻¹ de suelo) y los menores en el suelo Cultivo-patata (1,548), siendo el valor para el suelo Prado sólo muy ligeramente superior al obtenido para Cultivo-patata. Sin embargo, cuando los valores de extracción se expresan como porcentaje del correspondiente contenido en carbono total de cada suelo se puede apreciar como el suelo con la materia orgánica más oxidable es el suelo Cultivo-patata, que al cabo de las 24 horas de extracción ha perdido el 36% del carbono inicialmente presente. Por el contrario, el suelo con la materia orgánica menos oxidable es el suelo Prado, en el que al cabo de las 24 horas de extracción el permanganato sólo ha podido oxidar el 20% del carbono inicialmente presente. El suelo Robledal presenta un comportamiento intermedio de tal manera que a las 24 horas el permanganato ha oxidado el 27% del carbono inicial.

En los tres suelos la oxidación del carbono por el permanganato sigue una relación de tipo semilogarítmico con el tiempo de extracción. El coeficiente de determinación es en todos los casos prácticamente la unidad. Las menores pendientes las muestran los suelos Cultivo-patata y Prado, lo que indica que en estos suelos la fuerte oxidación inicial de la materia orgánica sufre una intensa amortiguación con el tiempo. Por el contrario, la pendiente más elevada la presenta el suelo Robledal, lo que pone de manifiesto que su materia orgánica se comporta de forma muy similar a lo largo de toda la extracción. El valor de la ordenada en el origen, que indicaría el carbono oxidable teóricamente a tiempo 1, es muy similar para Prado y Cultivo-patata, en valores absolutos, e inferior a Robledal. No obstante, cuando estos valores se expresan en relación a los contenidos iniciales de carbono puede apreciarse que este carbono inmediatamente oxidable representa casi el 14% del carbono total en el suelo Cultivo-patata, mientras que en los suelos Robledal y Prado es significativamente inferior (8 y 6,5%, respectivamente).

A pesar del diferente contenido en materia orgánica, la solución de pirofosfato y sosa proporciona en los tres suelos y en la primera de las extracciones sucesivas, porcentajes similares de carbono extraído en relación al total de cada suelo (entre el 46 y el 47%). No obstante, la cinética de esta extracción se va modificando paulatinamente. El carbono extraído acumulado en 5 extracciones representa en el suelo Prado sólo el 62% del carbono total, mientras que es el 71% del total para el suelo Robledal y el 77% para el suelo Cultivo-patata. Al final de las 10 extracciones, en este último suelo se ha llegado a extraer casi el 87% del carbono total, mientras que en Robledal esas diez extracciones suponen la disolución del 78% del carbono total y en el suelo Prado únicamente el 67%. Claramente este suelo de prado parece mostrar una materia orgánica más estabilizada y con menor posibilidad de ser complejada-solubilizada por el reactivo utilizado.

5.1.3. Composición de los ácidos húmicos: análisis químico y espectral

La composición elemental de los ácidos húmicos extraídos muestra diferencias para los tres suelos. Los procedentes del suelo de prado se caracterizan por su mayor contenido

en carbono y nitrógeno y menor contenido en hidrógeno que los de roble y cultivo-patata. Lógicamente, la relación molar H/C es inferior en los ácidos húmicos del suelo de prado, sugiriendo un carácter más aromático y condensado que en los ácidos húmicos procedentes del robledal y del cultivo-patata. Los ácidos húmicos obtenidos para estos dos suelos presentan composiciones muy similares y únicamente destaca el elevado contenido en azufre de los procedentes del suelo de cultivo-patata.

Las medidas de absorción en el rango visible de las soluciones de ácidos húmicos muestran que tanto a 465 como a 665 nm son los ácidos húmicos procedentes del prado los que muestran mayor coloración, mientras que los procedentes del suelo cultivo-patata son los que menor intensidad de color presentan. No obstante, la relación E4/E6, que reflejaría el grado de evolución del humus, pone de manifiesto que los procedentes del robledal son los menos evolucionados dado el mayor valor de esa relación de extinciones y los prudentes del prado los de mayor evolución, dato concordante con la información proporcionada por la relación H/C del análisis elemental.

Los espectros de ^{13}C RMN obtenidos para los ácidos húmicos muestran claras diferencias entre la distribución porcentual de las diferentes especies de carbono y reflejan como el uso pratense como agrícola modifican intensamente la materia orgánica que se forma en los suelos bajo vegetación climax. El uso pratense lleva hacia una mayor aromaticidad (tal como ya reflejaban los otros análisis realizados), un mayor porcentaje de grupos carboxílicos y cetónicos y un menor porcentaje de carbono alquílico que el que genera la humificación bajo vegetación climax. La composición funcional de los ácidos húmicos del suelo de cultivo-patata es totalmente diferente: muy baja presencia de carbono aromático (prácticamente nula) y aproximadamente un porcentaje doble de carbono en grupos C-O-alquil (esto es, asociado a restos de lignina y de celulosas) que en los ácidos húmicos de los otros dos suelos, mientras que tanto el contenido en C alquílico como en C asociado a grupos carboxílicos y cetónicos es intermedio entre los hallados para el robledal y el suelo de prado.

5.2. Emisión de CO₂ por los suelos, bajo distintas condiciones de humedad y temperatura: velocidades de emisión y emisión acumulada.

Mediante el diseño de esta experiencia, como se ya se comentó con anterioridad, se pretende estudiar las variaciones (velocidad, intensidad, cantidad), que se puedan producir en la respiración de la biota edáfica, procesadores importantes de carbono en la biosfera, bajo condiciones de temperatura y humedad variables. Ello se basa en que la respiración forma parte de las propiedades biológicas y bioquímicas del suelo, que son muy sensibles a las ligeras alteraciones que se puedan producir en el medio edáfico (Nannipieri et al., 1990; Yakovchenko et al, 1996).

Como ya es conocido, la respiración puede ser medida en el laboratorio, bien, mediante el consumo de O₂, o, bien, mediante el CO₂ desprendido; el segundo método es el más frecuente y el que se utilizó en este estudio. La cantidad de CO₂ emitido o desprendido está en función de la actividad biológica y del contenido en carbono orgánico, sobre todo del fácilmente mineralizable (materia orgánica lábil) del suelo.

Por otra parte, la respiración de los microorganismos (producción de CO₂), es uno de los índices de la actividad microbiana del suelo usado con más frecuencia (Gutián y Carballas, 1976). Como ya es sabido, las condiciones químicas y físicas del medio afectan de forma importante a las actividades de los microorganismos, siendo fundamental para el crecimiento microbiano, entre otros, una temperatura adecuada y la disponibilidad de agua. Ahora bien, esta disponibilidad hídrica no es función sólo del contenido en agua del suelo, sino también de la cantidad de sustancias disueltas en ella, tales como sales, azúcares,... que al tener una cierta afinidad por el agua, determina que los organismos edáficos no puedan disponer de ella.

Los resultados que se obtienen en el estudio realizado son, por tanto, emisiones de CO₂, o CO₂ desprendido, a una temperatura prefijada, (la correspondiente a la de la estufa de incubación), y cinco grados de humedad distintos a lo largo del tiempo de incubación (42 ó 43 días). Dichos resultados se expresan en forma de velocidad, es decir, como la cantidad de CO₂ desprendido por 100 gramos de suelo en un día (mg de CO₂ desprendido 100 g⁻¹ día⁻¹) y también como cantidad acumulada de CO₂ emitido para cualquier día del emitido para cualquier día del período de incubación, es decir, la suma de todas las cantidades de CO₂ desprendido por 100 gramos de suelo hasta ese día, (mg de CO₂ acumulado 100 g⁻¹ días⁻¹ n° de días). Para el cálculo de la cantidad de CO₂ acumulado a partir de los 10 primeros días de incubación, se consideró que la actividad biológica se mantenía constante entre dos medidas consecutivas de las incubaciones de 24 horas. Además, se realiza para cada suelo un análisis sobre la influencia del distinto grado de humectación del suelo en la emisión total de CO₂, esto es, en las cantidades totales de CO₂ emitido a los 42 ó 43 días de incubación para cada temperatura.

5.2.1. Suelo Robledal

Se inicia el análisis de los resultados obtenidos por este suelo por ser un suelo climax, es decir, en equilibrio con las condiciones medioambientales, por lo que es un referente para este estudio, sobre la influencia de la temperatura y de la humedad en la actividad biológica de los microorganismos edáficos. Además, en Galicia se dedica el 62,24% del territorio al uso forestal del suelo, siendo, por tanto, el uso preponderante.

Como se comentó en el apartado de Materiales y Métodos, se investigan los porcentajes de humedad siguientes: 33 (39% c.c.), 55 (65% c.c.), 68 (80% c.c.), 85 (100% c.c.) y 136 (160% c.c.). Las muestras de suelo humectadas a estos niveles de capacidad de campo fueron incubadas a las distintas temperaturas de ensayo, 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C, durante 42 días. Tal como se indica en el calendario correspondiente a la incubación del suelo de robledal (Figura 4.2), y siguiendo la metodología comentada en dicho apartado, se llevó a cabo el seguimiento de la respiración del suelo obteniéndose los resultados correspondientes, para la velocidad de respiración y consecuentemente la cantidad de CO₂ emitido, que se iba acumulando a medida que transcurría el período de incubación, (Tablas 5.2 y 5.3).

5.2.1.1. Velocidad de respiración a las distintas temperaturas

A la temperatura de 10 °C, en la tabla 5.2, se observa que a las 24 horas de incubación, la muestra 6510 es la que emite mayor cantidad de CO₂, le sigue con diferencia la 10010 y no respira la 16010. A partir del cuarto día las diferencias entre las distintas muestras disminuyen notoriamente y en el séptimo prácticamente se igualan las velocidades. A partir de una semana de incubación se manifiesta la tendencia a disminuir la emisión de CO₂ de todas las muestras, llegando a sus valores mínimos en el decimocuarto día; posteriormente, se manifiesta una recuperación respiratoria para todas ellas, que se mantiene, con pequeñas oscilaciones, hasta el día 42. Al finalizar la incubación las diferencias, en las velocidades de respiración de las distintas muestras, son mínimas, tal como se puede observar en la tabla 5.2. Este comportamiento, velocidad de respiración muy baja y de mínima influencia de la humedad en la respiración, se comprueba en la figura 5.1 en la que se observa como se solapan las curvas de las muestras con diferente nivel de humedad.

A la temperatura de 15 °C, a diferencia de lo que ocurría a la temperatura de 10 °C, todas las muestras, sin excepción, tienen actividad respiratoria a las 24 horas de incubación; dicha actividad es menor para las muestras con los valores más bajo y más alto de humedad, muestras 3915 y 16015. Además, las muestras 10015 y 8015 son las que tienen mayor actividad respiratoria, no la 6515 como sucedía a la temperatura de 10 °C. Los valores mínimos de emisión de CO₂ se producen en el noveno día para todas las humedades, aunque se recuperan 48 horas más tarde; esta dinámica genera la aparición de una “onda” apreciable en la representación gráfica (Figura 5.2). Al cabo de los 42 días de

incubación la muestra 10015 es la que respira más, seguida de las muestras 16015, 8015 y 6515; la que manifiesta una respiración menor es la 3915 (Tabla 5.2).

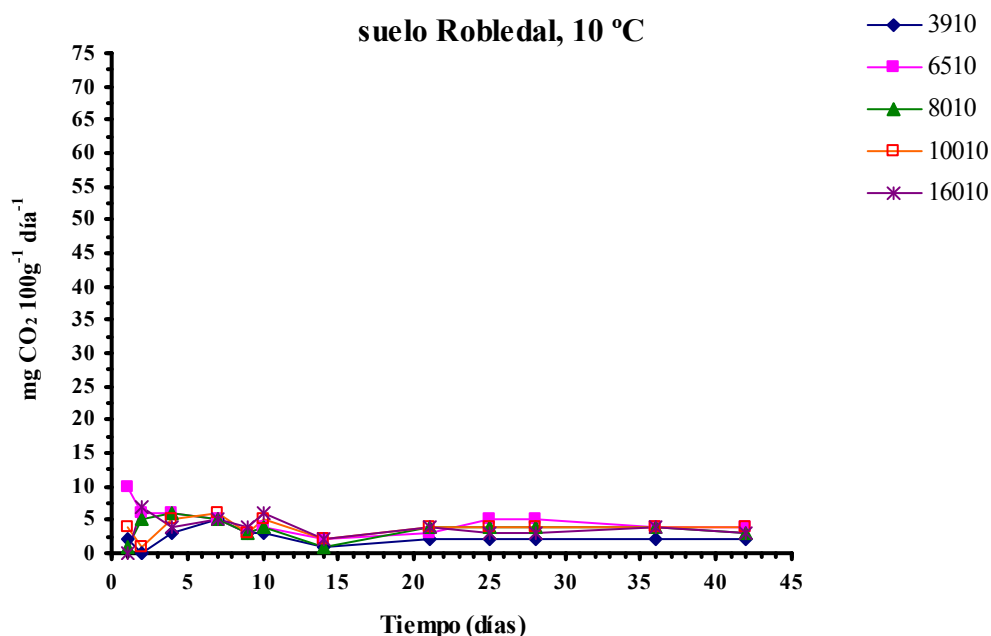


Figura 5.1 .- Evolución a lo largo de la incubación a 10 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

Las curvas de la figura 5.2 podrían reflejar la presencia de ciclos respiratorios. El ciclo más evidente sería el que se produce del día 1 al 9 de incubación, los demás ciclos podrían constituir una serie alternante de reactivaciones y ralentizaciones de la actividad respiratoria que se producirían cada cierto intervalo de tiempo: los cuatro primeros de ellos cada tres días y los dos últimos cada siete días.

Para la temperatura de 20 °C a lo largo del período de incubación no se producen valores nulos o mínimos en la emisión de CO_2 en ninguna de las muestras y se obtienen valores más altos que en la temperatura de 15 °C, es decir la actividad respiratoria es superior. La mayor actividad respiratoria se produce en los dos primeros días, disminuye al tercer día manteniéndose los valores de cada humedad hasta el final. La muestra con menor humedad es la que menos respira y no se aprecian grandes diferencias en la velocidad de respiración entre las demás humedades, sino que dan unos valores similares, (Tabla 5.2).

La figura 5.3 es un reflejo de la evolución de la respiración de las muestras incubadas a 20 °C, cabe resaltar la inhibición que sufre la muestra 16020 en relación a la 16015, hecho que rompe la tendencia del resto de las muestras a 20 °C: “a mayor contenido en agua mayor actividad respiratoria”, esta afirmación se cumple durante los cuatro primeros días de incubación pero a partir de ahí comienza la inhibición de la muestra más húmeda 16020.

Al final de la incubación a 25 °C se obtienen valores de velocidad de respiración, Tabla 5.2, que indican un aumento para las muestras 10025 y 8025, inhibición para las muestras más secas (6525 y 3925) e invariabilidad para la muestra más húmeda (16025).

Tabla 5.2.- Velocidades de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ 100 g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad, incubado a las distintas temperaturas experimentales.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>																
	1	2	3	4	7	8	9	10	14	18	21	25	28	32	36	39	42
3910	2	0	-	3	5	-	3	3	1	-	2	2	2	-	2	-	2
6510	10	6	-	6	5	-	3	4	2	-	3	5	5	-	4	-	4
8010	1	5	-	6	5	-	3	4	1	-	4	4	4	-	4	-	3
10010	4	1	-	5	6	-	3	5	2	-	4	4	4	-	4	-	4
16010	0	7	-	4	5	-	4	6	2	-	4	3	3	-	4	-	3
3915	4	3	-	5	4	-	1	3	2	3	2	-	3	-	2	-	3
6515	8	6	-	8	6	-	1	5	4	5	4	-	6	-	4	-	5
8015	10	7	-	9	8	-	2	8	5	6	5	-	7	-	5	-	5
10015	13	7	-	9	10	-	2	11	6	8	6	-	9	-	6	-	7
16015	3	8	-	9	10	-	1	9	4	7	5	-	8	-	5	-	6
3920	10	10	8	7	6	6	6	6	7	6	8	7	7	8	8	7	8
6520	16	16	12	11	11	11	10	10	12	9	10	13	9	9	10	9	10
8020	17	16	14	13	12	11	12	11	10	11	12	12	10	10	11	10	10
10020	19	17	16	15	14	13	13	12	12	11	13	11	12	13	11	11	12
16020	19	15	17	14	11	10	11	11	11	11	10	12	10	11	12	10	12
3925	11	18	-	15	13	-	21	10	9	-	7	10	7	-	8	-	7
6525	26	28	-	21	17	-	26	18	10	-	10	10	9	-	10	-	9
8025	24	29	-	24	23	-	42	30	14	-	13	12	11	-	12	-	11
10025	24	27	-	27	27	-	43	31	14	-	13	12	11	-	13	-	14
16025	7	19	-	19	27	-	33	25	11	-	11	12	11	-	12	-	12
3930	25	25	-	23	12	-	16	17	15	18	15	-	16	-	13	-	14
6530	38	27	-	27	15	-	20	21	8	22	18	-	18	-	15	-	17
8030	36	33	-	30	18	-	24	26	23	24	19	-	20	-	17	-	19
10030	41	26	-	31	20	-	26	28	22	24	19	-	21	-	19	-	19
16030	25	29	-	23	11	-	20	24	19	21	19	-	22	-	20	-	21
3935	47	43	42	31	31	25	22	19	23	19	16	19	16	16	17	23	19
6535	64	52	49	40	35	25	26	26	25	21	23	30	27	23	24	23	24
8035	64	67	47	36	33	24	27	23	25	25	24	28	28	27	29	29	32
10035	68	57	47	40	35	25	29	28	27	22	26	33	24	28	34	30	31
16035	50	36	38	30	28	23	27	26	23	20	27	25	22	22	25	26	21

* Se utiliza la nomenclatura indicada en el apartado Materiales y Métodos.

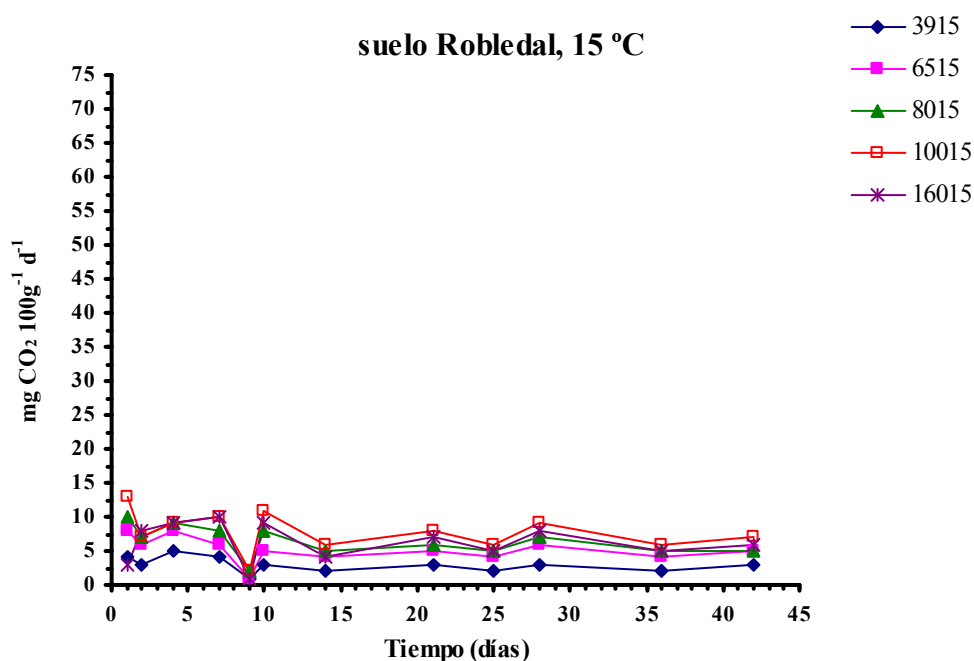


Figura 5.2 .- Evolución a lo largo de la incubación a 15 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

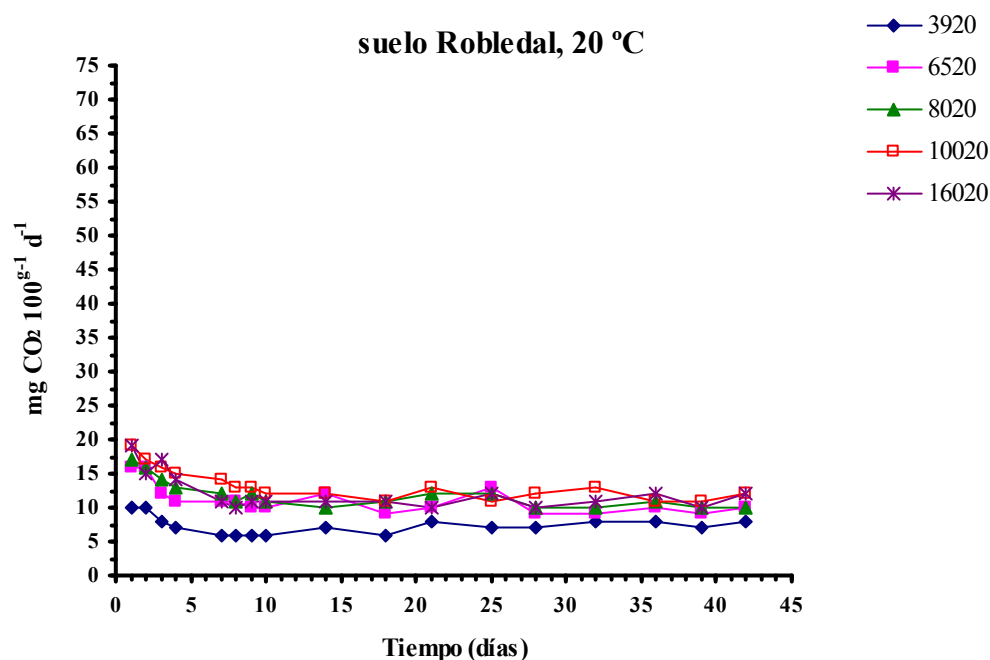


Figura 5.3.- Evolución a lo largo de la incubación a 20 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

El análisis de la evolución a lo largo del tiempo, Figura 5.4, vuelve a poner de manifiesto la existencia de ciclos respiratorios. A 25 °C el máximo respiratorio se produce al noveno día de incubación y no a las 24 horas como sucede a 20 °C y en la que, los

valores máximos, se mantienen durante los tres días siguientes. Sin embargo la evolución de los cuatro días iniciales a 25 °C, recuerda a la observada a 20 °C, aunque el máximo de este primer ciclo se alcanza a las 48 horas de incubación y no a las 24 horas. El día 11 marca una caída espectacular de las velocidades de respiración de todas las muestras; el día 14 continúa la caída, excepto en la muestra más seca (3925) y en el día 21 se registran los valores de respiración mínimos para todas las muestras. El ritmo descendente no es armónico, del día 9 al 14 es fuerte y del 14 al 21 es suave. Este hecho indica que a partir del noveno día surge una fuerte inhibición respiratoria comenzando la recuperación el día 21 con nueva caída cuatro días después, día 28, fecha en la que se inicia una ligera recuperación hasta el final del período de incubación. Cabe reseñar que la muestra 10025 es la que presenta menor grado de caída.

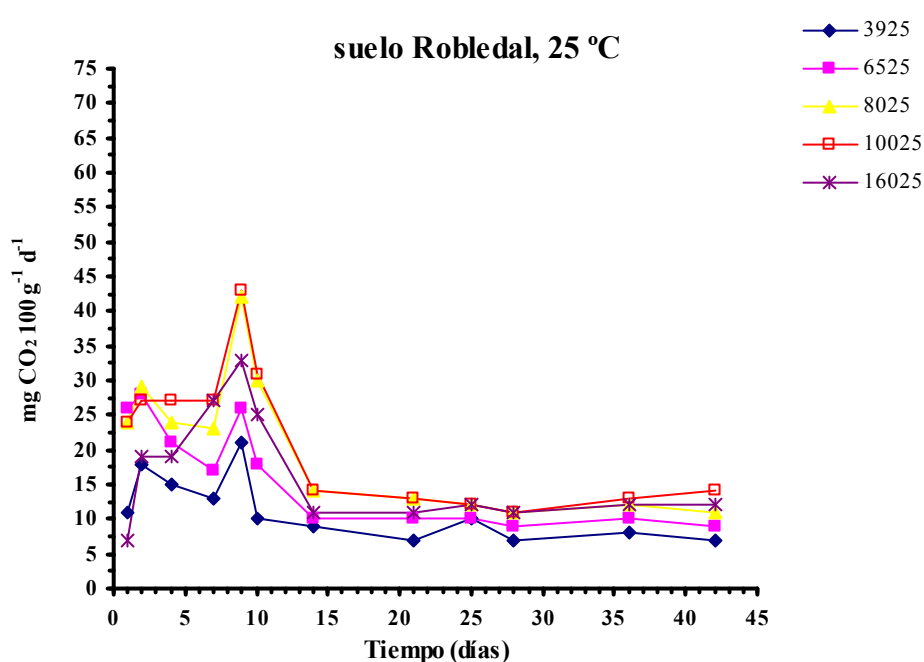


Figura 5.4.- Evolución a lo largo de la incubación a 25 °C de la velocidad de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

Los valores de la velocidad de respiración obtenidos al final del período de incubación a la temperatura de 30 °C siguen confirmando la hipótesis de que a mayor temperatura de incubación mayor actividad respiratoria, (Tabla 5.2). Según los datos obtenidos se puede establecer una segunda hipótesis: “cuanto mayor es el porcentaje de humedad mayor es la intensidad de respiración”, ya que el orden de menor a mayor es: 3930, 6530, 8030, 10030 y 16030. La muestra 16030 da los valores máximos no sólo el día 42, sino que tiene esta tendencia a partir del día 28 de incubación.

Al observar de forma detallada los datos de la tabla 5.2, se detecta que la evolución temporal de las distintas muestras no es uniforme, sino que presentan comportamientos distintos. Cabe destacar el día 7 de incubación como fecha en la que se produce la estabilización de la inhibición respiratoria manifestada durante la primera semana, después

de la “explosión” producida a las 24 horas de incubación, siendo, en consecuencia, el día 1 el que registra los valores máximos de respiración para todas las muestras, salvo la más húmeda (16030) cuyo máximo se produce a las 48 horas del inicio de la incubación, y el día 7 el de los valores mínimos. Le sucede una recuperación respiratoria, una nueva caída el día 14 y pequeñas caídas los días 21 y 35; esta sucesión parece establecer alternancias semanales de activación / ralentización respiratoria.

El día 21 de incubación marca un comportamiento respiratorio indiferenciado entre las muestras con mayor contenido de humedad pero, con posterioridad, se produce un cambio de la muestra más húmeda (16030) que pasa de tener valores inferiores a las muestras 6530, 8030 y 10030 a tenerlos superiores, es decir, la respiración está favorecida en la muestra más húmeda ya que se activa su respiración. Asimismo, este día, delimita el tránsito entre dos etapas del período de incubación: la primera caracterizada por altibajos respiratorios pronunciados para las muestras 6530, 8030, 10030 y menos pronunciados para la muestra 3930 y 16030; la segunda etapa se caracteriza por la tendencia a la estabilización de la respiración en todas las muestras, evolución que se pone de manifiesto en la figura 5.5.

A 35 °C los datos obtenidos reflejan una gran uniformidad en la evolución respiratoria de las muestras. En general, se puede decir que la intensidad de la emisión es mayor en los primeros días de incubación para todas ellas, correspondiendo los valores menores a las humedades extremas, (3935) y (16035), mientras que el mayor corresponde a la muestra 10035, seguido de 8035 y 6535, (Tabla 5.2).

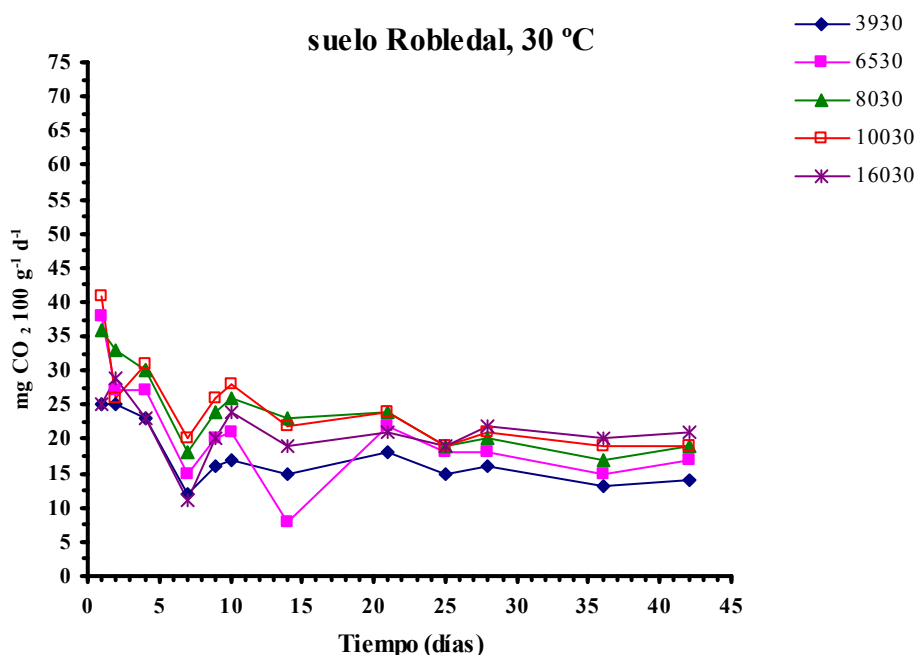


Figura 5.5.- Evolución a lo largo de la incubación a 30 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

Si bien a primera vista la figura 5.6 manifiesta una “situación de caos” generalizado para todas las muestras, un análisis posterior permite realizar agrupamientos entre las muestras en relación a su actividad respiratoria, en base a ella se pueden agrupar 10035 con 8035 y 6535 con 16035, mientras que la muestra 3935 presenta un comportamiento independiente de todas las demás dando los valores más bajos, aunque tiene picos respiratorios que se aproximan a los valores de las muestras con mayor contenido en humedad.

Cabe resaltar la explosión respiratoria que se produce a las 24 horas de incubación, a la que sigue una inhibición respiratoria que se prolonga hasta el día 18 de incubación, fecha que marca el inicio de ciclos respiratorios que mantienen una cierta regularidad temporal al tener la tendencia de sucederse de forma semanal.

Asimismo, dentro de los 18 primeros días de incubación, caracterizados por la disminución de la respiración, se pueden diferenciar dos etapas. La primera desde el día 1 al 8 que se caracteriza por la fuerte inhibición respiratoria y evolución caótica como consecuencia de la actividad respiratoria con caídas, unas veces fuertes otras suaves y recuperaciones transitorias, destacándose la muestra (16035) en este comportamiento. La segunda desde el día 8 al 18, en la que inicialmente se aprecia una ligera reactivación respiratoria y posteriormente una inhibición suave.

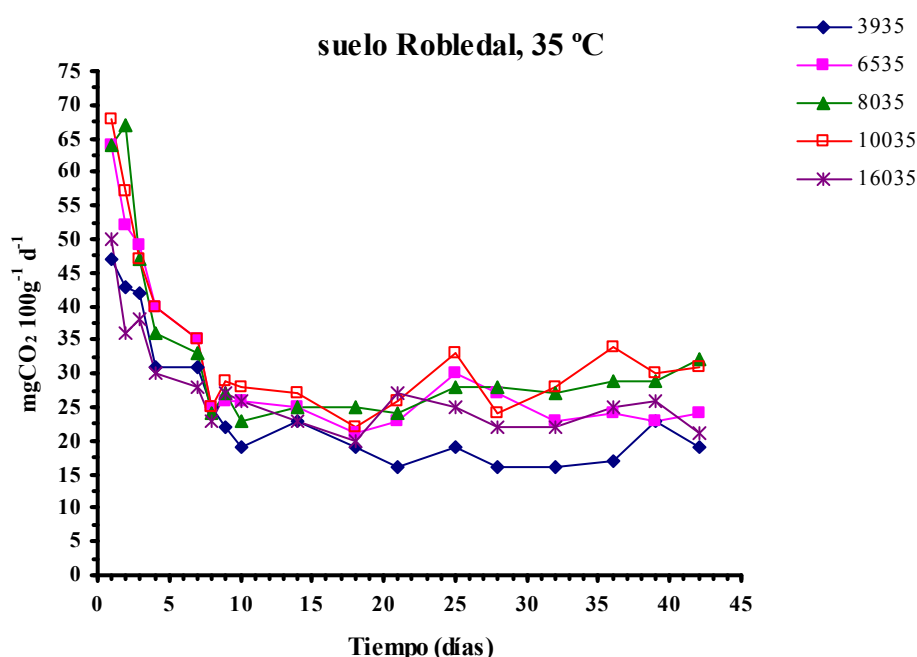


Figura 5.6.- Evolución a lo largo de la incubación a 35 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Robledal con diferentes niveles de humedad.

5.2.1.2. Emisión acumulada de CO_2 a las distintas temperaturas

Como se puede comprobar en la tabla 5.3, en la incubación realizada a 10 °C la muestra más seca (3910) se diferencia de las demás por ser la que emite menor cantidad de

CO₂. Dentro de las cuatro humedades restantes se podrían establecer, sin grandes diferencias, dos grupos: el de mayor emisión, formado por las muestras 6510 y 10010, y el formado por las muestras 16010 y 8010 que emiten menos CO₂ que las muestras anteriores. No obstante, si se analiza el comportamiento a lo largo del tiempo de incubación, destaca sobre todas las demás la muestra 6510, ya que durante los primeros 14 días muestra altos incrementos de los valores de emisión, se ralentiza entre los días 14 y 24, y a partir del día 27 hasta el final de la incubación vuelve a recuperar el ritmo respiratorio, adoptando así un comportamiento similar al de las demás muestras.

La figura 5.7 pone de manifiesto que no existen diferencias apreciables en las cantidades de CO₂ emitidas por las distintas muestras con niveles de humedad distintos, ya que las curvas correspondientes a cada humedad se solapan unas con otras, con la excepción de la de menor humedad 3910, la cual, como ya se ha dicho, es la que emite menos.

A la temperatura de 15 °C se manifiestan diferencias claras en la emisión de CO₂ entre las distintas humedades, exceptuando las muestras 16015 y 8015 que tienen valores similares. Al igual que sucede a 10 °C, la muestra con menor grado de humedad (3915) es la que da el menor valor de CO₂ acumulado al final del período de incubación. La de valores de emisión de CO₂ mayores es la muestra 10015, pero se diferencia, de forma notoria de los de la muestra 6515, por lo que a 15 °C desaparece la similitud observada a la temperatura de 10 °C entre las muestras 10010 y 6510. Sin embargo, las muestras 16015 y 8015 siguen una evolución semejante a la observada a 10 °C, aunque sus valores de emisión de CO₂ a la temperatura de 15 °C son superiores a los de la muestra 6515. Todo ello se puede observar en la tabla 5.3, así como que todas las muestras emiten más CO₂ que el que emitían a la temperatura de 5 °C inferior.

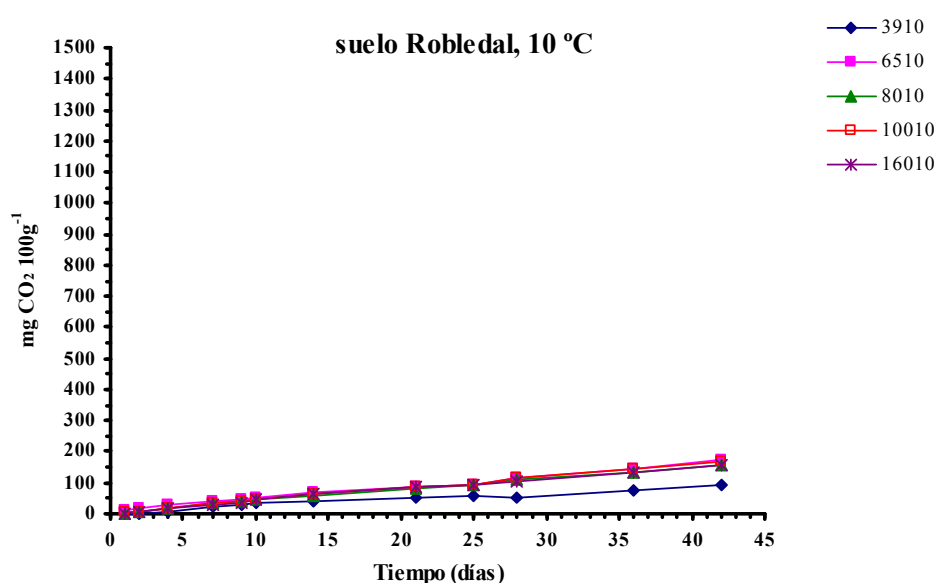


Figura 5.7.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 10 °C y con diferentes niveles de humedad.

Tabla 5.3.- Valores acumulados del CO₂ emitido (mg CO₂ 100 g⁻¹) por el suelo Robledal, con diferentes niveles de humedad incubado a las temperaturas de 10, 15 y 20 °C.

Muestra	Tiempo de incubación (días)																	
	1	2	3	4	7	8	9	10	14	18	21	25	28	32	36	39	42	
3910	2	2	-	8	23	-	28	34	39	-	51	56	63	-	78	-	95	
6510	10	15	-	27	41	-	47	54	70	-	88	95	116	-	146	-	173	
8010	1	5	-	17	33	-	38	47	57	-	82	92	110	-	136	-	155	
10010	4	5	-	15	32	-	39	49	61	-	86	95	113	-	142	-	170	
16010	0	7	-	15	30	-	37	49	61	-	85	95	107	-	135	-	159	
3915	4	7	-	17	29	-	34	41	46	58	63	-	84	-	102	-	122	
6515	8	14	-	30	49	-	58	68	81	102	113	-	157	-	188	-	222	
8015	10	16	-	33	57	-	70	86	102	128	142	-	190	-	225	-	261	
10015	13	20	-	39	70	-	88	111	129	160	178	-	240	-	283	-	331	
16015	3	11	-	30	60	-	73	90	103	129	143	-	197	-	233	-	273	
3920	10	20	28	35	54	60	65	71	96	126	144	171	192	223	255	276	308	
6520	16	32	44	56	89	99	109	119	163	201	231	280	307	343	383	410	450	
8020	17	33	47	60	97	108	120	131	171	214	250	298	328	368	412	442	482	
10020	19	36	52	67	108	120	133	145	193	238	277	323	359	410	454	487	535	
16020	19	34	51	64	98	109	120	131	174	219	249	285	323	368	416	446	494	

Tabla 5.3 (continuación).– Valores acumulados del CO₂ emitido (mg CO₂ 100 g⁻¹) por el suelo Robledal, con diferentes niveles de humedad incubado a las temperaturas de 25, 30 y 35 °C.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>																
	1	2	3	4	7	8	9	10	14	18	21	25	28	32	36	39	42
3925	11	29	-	60	98	-	140	160	187	-	238	268	295	-	347	-	397
6525	26	54	-	95	146	-	199	216	246	-	315	345	382	-	452	-	514
8025	24	53	-	100	170	-	254	284	325	-	417	455	498	-	581	-	658
10025	24	51	-	105	185	-	271	302	345	-	435	471	515	-	607	-	702
16025	7	26	-	64	146	-	212	237	270	-	349	384	429	-	514	-	596
3930	25	50	-	96	132	-	163	197	241	315	359	-	469	-	559	-	658
6530	38	64	-	119	164	-	205	248	271	360	414	-	543	-	650	-	768
8030	36	70	-	129	182	-	229	282	351	448	504	-	646	-	768	-	897
10030	41	67	-	129	188	-	240	296	363	461	519	-	664	-	794	-	925
16030	25	53	-	99	131	-	170	219	275	360	415	-	567	-	705	-	853
3935	47	90	132	163	256	282	304	323	407	495	543	616	664	728	844	913	989
6535	64	116	164	204	308	333	361	387	487	630	704	812	893	986	1082	1151	1247
8035	64	131	178	214	313	336	363	386	486	586	658	766	850	959	1075	1162	1290
10035	68	125	172	212	317	341	370	398	506	599	677	802	874	982	1118	1208	1332
16035	50	86	125	155	238	261	288	314	406	489	570	672	738	826	926	1004	1088

La figura 5.8, pone de manifiesto las diferencias en la emisión de CO_2 de las muestras con diferente contenido en humedad, comentadas anteriormente. Si se compara con la gráfica de 10 °C (Figura 5.7) se observa como a partir del día 11 se diferencian las curvas correspondientes a las muestras con menor contenido en agua, 3915 y 6515, y la de la muestra a capacidad de campo 10015, la de mayor emisión, mientras que 8015 y 16015 no se diferencian. Además se pueden observar cambios en las pendientes de las curvas en los días 11 y 21 de incubación, lo que podría indicar cambios de la actividad biológica de los microorganismos edáficos.

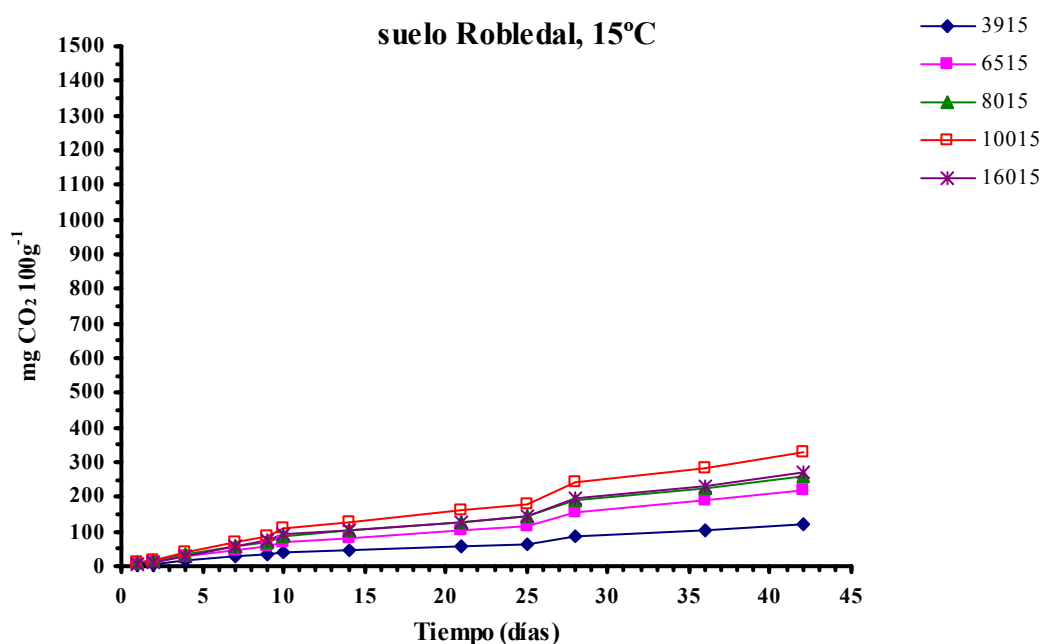


Figura 5.8.- Emisión de CO_2 acumulada (mg de CO_2 100 g $^{-1}$) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 15 °C y con diferentes niveles de humedad.

A 20 °C la emisión de CO_2 corrobora la tendencia observada hasta ahora de que a mayor temperatura de incubación es mayor la actividad respiratoria para todas las humedades, ya que los valores obtenidos son más elevados que a 15 °C (Tabla 5.3). La secuencia de las muestras, según el orden de emisión de menor a mayor, es: 3920, 6520, 8020, 16020 y 10020, por lo que se reproduce el mismo comportamiento observado a 15 °C.

La representación gráfica de estos resultados (Figura 5.9) refleja lo anteriormente comentado. En dicha figura se puede observar que la emisión acumulada de CO_2 tiene un comportamiento lineal a lo largo de las incubaciones. Se evidencia que la muestra más seca es la que emite menos cantidad de CO_2 , es decir respira menos, diferenciándose de las demás muestras con humedades superiores. Y las curvas de las muestras 16020 y 8020 siguen un mismo trazado, es decir se solapan la una a la otra, al igual que en la figura 5.8.

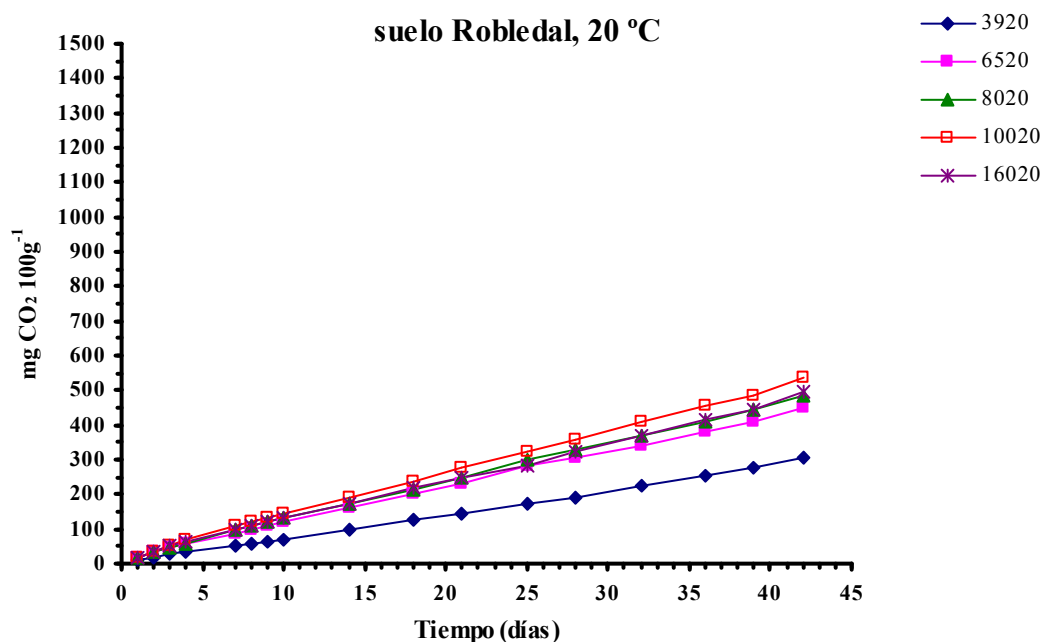


Figura 5.9.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 20 °C y con diferentes niveles de humedad.

La comparación de los resultados obtenidos en la incubación a 25 °C, con los obtenidos a temperaturas más bajas (Tabla 5.3), pone de manifiesto que un nuevo incremento de 5 °C en la temperatura de incubación produce un aumento de la respiración en todas las muestras, ya que se obtienen valores de CO₂ emitido, para cada una de las humedades, superiores a los registrados a las temperaturas más bajas, utilizadas anteriormente en el proceso de incubación.

Sin embargo, se pueden apreciar registros nuevos que marcan diferencias con observaciones anteriores (Tabla 5.3). Es evidente que la muestra 10025 sigue emitiendo mayor cantidad de CO₂ que las demás muestras, pero la muestra con mayor grado de humedad 16025 emite menos que la muestra 8025 y tiene tendencia a dar valores de emisión semejantes a los de la muestra 6525, por lo que tiene lugar una evolución distinta a la de las temperaturas de 15 y 20 °C. A su vez, se manifiesta la menor respiración de la muestra más seca 3925, dado que tiene el valor de emisión más bajo.

En la representación gráfica de estos resultados (Figura 5.10) además de reflejar lo dicho anteriormente, se puede observar que en el día 11 de la incubación se produce un cambio notorio de las pendientes, de tal forma que desde el día 1 hasta el 11 la pendiente es mayor que desde el día 11 hasta el final de la incubación, lo que podría indicar una ralentización de la respiración.

Los datos de emisión acumulada de CO₂ que se obtienen a los 42 días, en la incubación realizada a 30 °C, siguen confirmando la hipótesis de que el aumento térmico incrementa la emisión de CO₂ en todas las muestras, ya que las cantidades de CO₂ emitidas

por cada muestra son superiores a las emitidas a la temperatura de 25 °C. Los valores que se obtienen siguen un orden creciente en relación al contenido de humedad, con excepción de la muestra más húmeda (16030), cuyo valor es inferior a las muestras 10030 y 8030, reproduciendo la misma situación, ya comentada a la temperatura de 25 °C, (Tabla 5.3). A la vista de los resultados, se podría decir que las muestras más seca y más húmeda, son las que manifiestan un mayor incremento en su emisión de CO₂, puesto que los valores obtenidos son notoriamente superiores a los de la temperatura inferior de 25 °C.

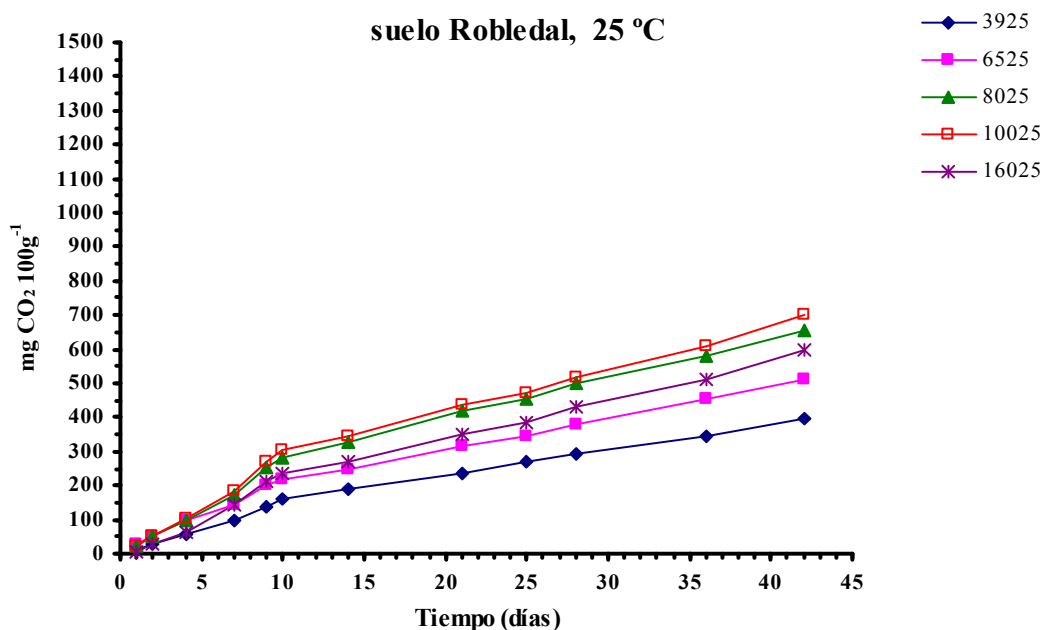


Figura 5.10. - Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 25 °C y con diferentes niveles de humedad.

La figura 5.11 permite establecer diferencias en la evolución de las muestras en el tiempo. A primera vista, el trazado de esta figura, recuerda a la figura 5.8 de la temperatura de 15 °C, y evidencia el efecto del incremento térmico sobre la emisión de CO₂. Una observación en detalle resaltaría la existencia de cambios de pendiente los días: 4, 11 y 21 en las representaciones lineales de todas las muestras, lo que se podría interpretar como cambios de la actividad biológica de la biomasa edáfica a lo largo de la incubación.

A 35 °C la emisión de CO₂ sigue incrementándose con el aumento de la temperatura para todas las muestras, independientemente de su grado de humedad (Tabla 5.3). La secuencia de los valores de emisión no es la misma que la de temperaturas inferiores sino que, en el sentido de mayor a menor, es: 10035, 8035, 6535, 16035 y 3935; ello indica que a esta temperatura la muestra 16035, la más húmeda, emite menos CO₂ que la muestra 6535, por lo que se puede decir que en condiciones de sobresaturación hídrica, el aumento de la temperatura produce una activación menor de la respiración. De hecho, durante los primeros 14 días de incubación, exceptuando los días 1 y 14, la muestra 16035 emite menos CO₂ que la muestra más seca 3935, pero a partir del día 14, hasta el final de la

incubación, se reactivan los procesos respiratorios y se incrementan, de forma progresiva, las diferencias con la muestra 3935.

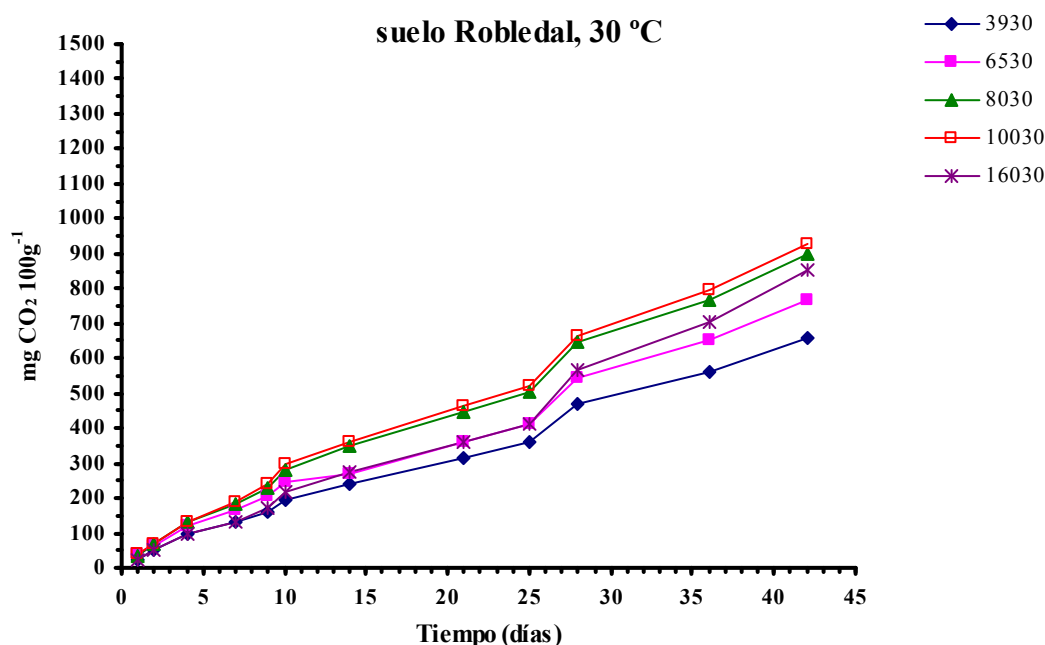


Figura 5.11.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 30 °C y con diferentes niveles de humedad.

La emisión de CO₂ presenta una evolución prácticamente lineal para todas las muestras, tal como se pone de manifiesto en la figura 5.12. En esta figura se pueden diferenciar dos grupos: el de las muestras con humedades extremas (3935 y 16035), que son las que menos respiran, y el formado por el resto de las muestras, que en orden de emisión de menor a mayor son 6535, 8035 y 10035, aunque resulta dificultoso diferenciar unas líneas de otras ya que tienen un trazado muy próximo y en ocasiones se solapan. Una observación más minuciosa evidenciaría que en el día 4 de incubación, se produce un cambio de pendiente en todas las líneas, lo que lleva a pensar en una ralentización de la emisión de CO₂ en todas las muestras. Ahora bien, no hay duda de que el cambio más evidente es el que se produce el día 18, ya que marca la diferenciación en el comportamiento de las muestras 3935 y 16035 en cuanto a su emisión de CO₂.

5.2.1.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO₂

Autores como Davidson, E. A., (2006), indican que los cambios de humedad del suelo y la disponibilidad de nutrientes pueden influir en la descomposición de la materia orgánica. En los comentarios realizados para cada temperatura de incubación, se ha indicado en muchas ocasiones, que según el contenido de humedad del suelo la emisión de CO₂ o respiración del suelo, variaba aumentando o disminuyendo. Por ello, para resaltar esta influencia del nivel de humedad, se realiza un análisis particular sobre la emisión total

de CO₂, es decir, a los 42 días de incubación del suelo Robledal, teniendo en cuenta los distintos niveles de humedad para cada temperatura (Figura 5.13).

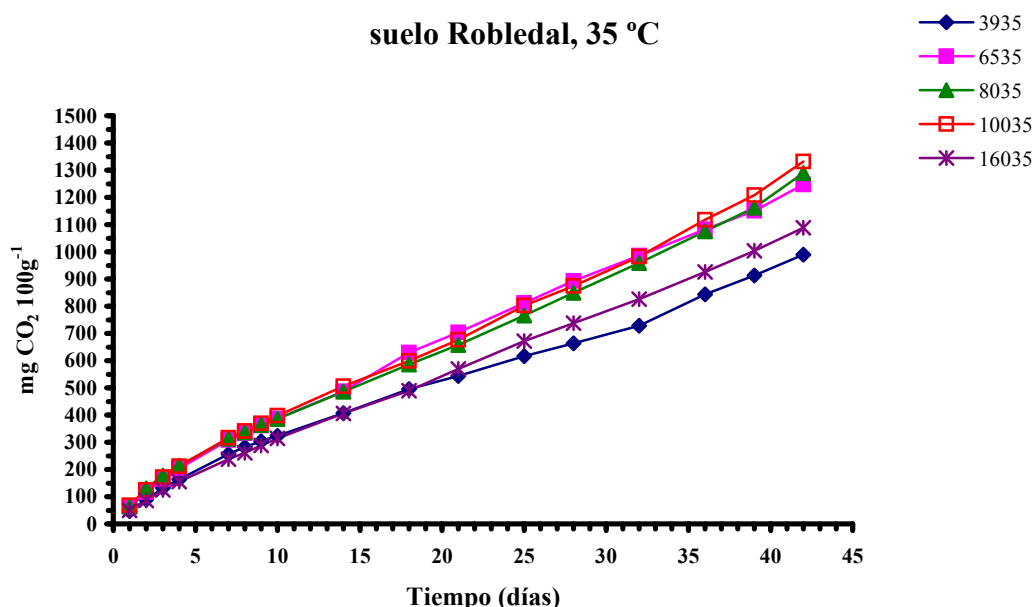


Figura 5.12.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Robledal incubado a 35 °C y con diferentes niveles de humedad.

Como se puede observar en la figura 5.13, la humedad no establece grandes diferencias en la emisión de CO₂ a la temperatura de 10 °C, salvo la muestra más seca 3910.

A la temperatura de 15 °C se puede observar que a medida que aumenta el contenido de agua del suelo hasta capacidad de campo, aumenta la emisión de CO₂, siendo el porcentaje de 100% c.c. el que tiene mayor emisión de CO₂, punto en el que la curva de emisión presenta el máximo. A partir de este punto comienza a ser ligeramente decreciente hasta el punto correspondiente a 160% c.c., que tiene un valor de emisión semejante al de los porcentajes 80 y 65% c.c., entre los que no hay grandes diferencias de emisión. La muestra de menor porcentaje de humedad, 39% c.c., es la que menos CO₂ emite.

La curva de emisión total de CO₂ a 20 °C en función de la humedad, Figura 5.13, al igual que a la temperatura de 15 °C, evidencia que el aumento de la humedad hasta niveles de capacidad de campo favorece la emisión, alcanzándose el máximo de emisión al 100% de humedad. A partir de dicho porcentaje se observa un descenso poco acusado hasta el 160% c.c. de humedad, siendo su valor de emisión similar al obtenido para el 80% c.c.

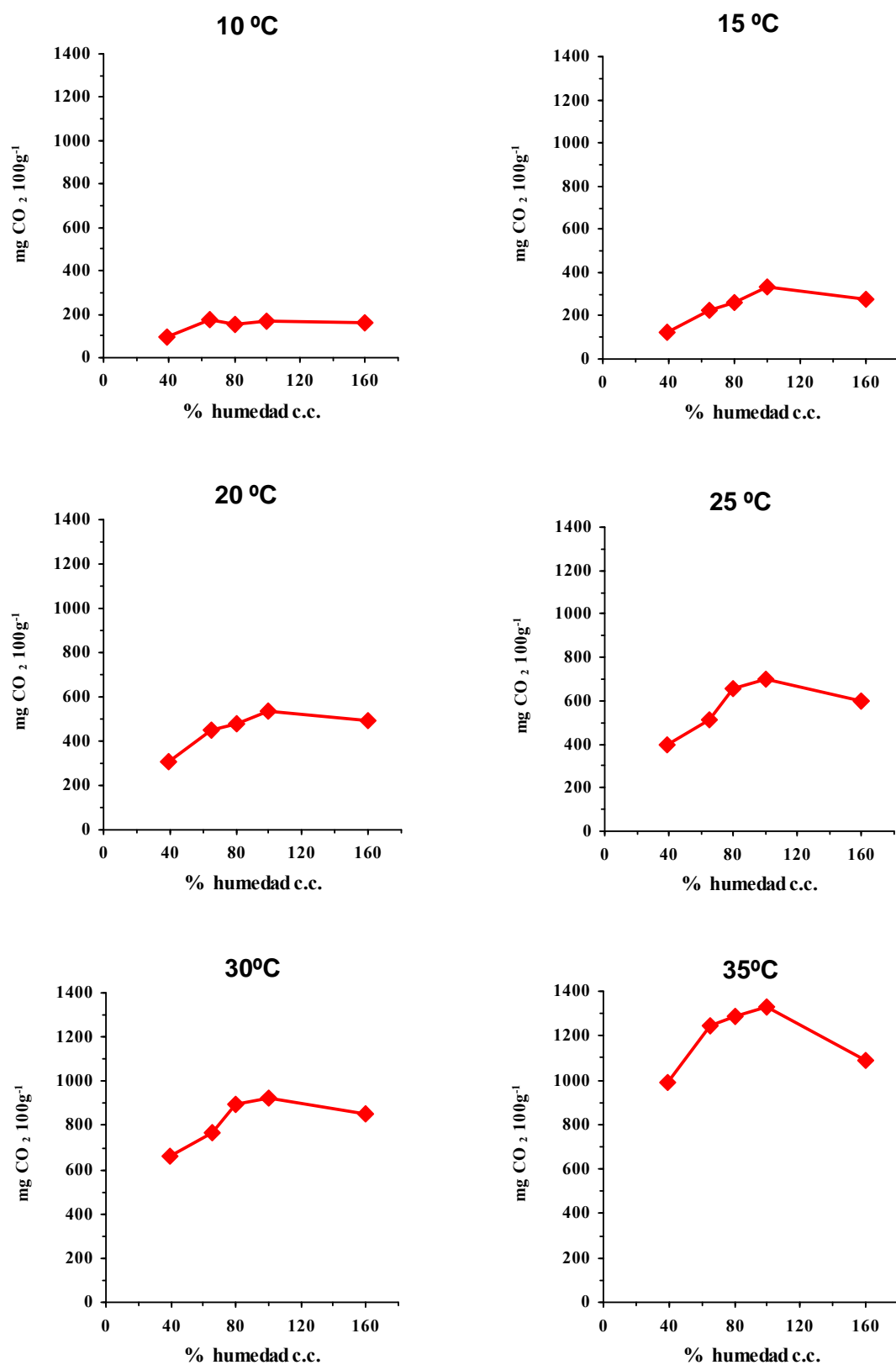


Figura 5.13.- Suelo Robledal: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ (42 días de incubación), a las distintas temperaturas.

A 25 °C como se puede observar en la figura 5.13 la influencia del grado de humectación del suelo, es más evidente que a temperaturas inferiores. En la gráfica de 25 °C se puede ver que los valores de emisión de CO₂ aumentan de forma clara y progresiva, a medida que el porcentaje se aproxima al 100% y que, una vez rebasado este valor, la emisión disminuye siendo, incluso, inferior al valor de la muestra del 80% de humedad.

En el caso de la temperatura de 30 °C el análisis de la influencia del porcentaje de humedad en la emisión de CO₂ (Figura 5.13), muestra que a esta temperatura se reproduce la tendencia manifestada a 25 °C, es decir, la emisión aumenta a medida que la humedad se aproxima al 100%, aunque ahora la diferencia con el porcentaje inferior inmediato, 80%, es menor.

De igual manera cuando el contenido de humedad es del 160% los valores de emisión son más bajos que los de las humedades del 100% y del 80%.

Por último a 35 °C el trazado de la curva que representa la influencia del contenido de humedad del suelo en la emisión de CO₂ (Figura 5.13), es semejante al de las temperaturas de 25 °C y 30 °C, lo que significa que la emisión aumenta de forma progresiva hasta el valor del 100% de humedad y desciende al superarla. El valor de emisión correspondiente al mayor porcentaje de humedad, el 160%, es inferior al obtenido para las temperaturas inferiores, reseñadas anteriormente, siendo incluso inferior al de la muestra con un 65% de humedad. Este hecho parece confirmar la tendencia a la inhibición de los procesos respiratorios de la muestra más húmeda a medida que se incrementa la temperatura.

5.2.2. Suelo Prado

El suelo Prado es un suelo de prado antrópico de alta intensidad de manejo y por consiguiente, fertilizado con abonos nitrogenados con el fin de mejorar su rendimiento y de este modo ofertar mayor cantidad de recursos a la ganadería. Este suelo forma parte del 14,63% del territorio gallego que está dedicado al uso de prados y pastizales. Por otra parte, existen pocos estudios que traten a nivel local la influencia de la temperatura y de la humedad en la emisión de CO₂ de este tipo de suelos, lo que constituye uno de los objetivos de este trabajo.

Como ya se comentó en el apartado de Materiales y Métodos los porcentajes de humedad utilizados para realizar este estudio son: 23% (40% c.c.), 38% (65% c.c.), 46% (80% c.c.), 58% (100% c.c.) y 93% (160% c.c.). Los resultados obtenidos en el ensayo realizado a la temperatura de 25 °C se han desechado por considerar que son erróneos, debido a que a lo largo de la incubación realizada a dicha temperatura se produjeron diversos incidentes que hicieron sospechar la validez de los datos obtenidos. Al igual que en el suelo Robledal se hizo un seguimiento de la respiración (Figura 4.3) y se realiza el análisis de la evolución de la velocidad de respiración y de la emisión de CO₂ acumulada a lo largo de las incubaciones realizadas a las diferentes temperaturas de ensayo.

5.2.2.1. Velocidad de respiración a las diferentes temperaturas

A 10 °C la muestra más seca (4010) es la que manifiesta menor actividad respiratoria, mientras que la más húmeda es la que tiene mayor actividad. Para el resto de las muestras los valores de velocidad de respiración son muy similares a pesar de tener cada una un contenido distinto en agua (Tabla 5.4). Por ello en la representación gráfica de los resultados (Figura 5.14) se observan curvas muy próximas entre sí sobre todo durante los 10 primeros días de incubación, a partir de este día se diferencian de las demás, las muestras más seca y la más húmeda. En dicha figura sobresale el comportamiento de la muestra 16010 a partir del día 10, la cual muestra un máximo el día 15 de incubación, a continuación, al igual que para todas las muestras, se produce una caída de la velocidad de respiración el día 22, pero en los días sucesivos, últimos 15 días de incubación, esta muestra vuelve a incrementar dicha velocidad alcanzando valores próximos al máximo del día 15.

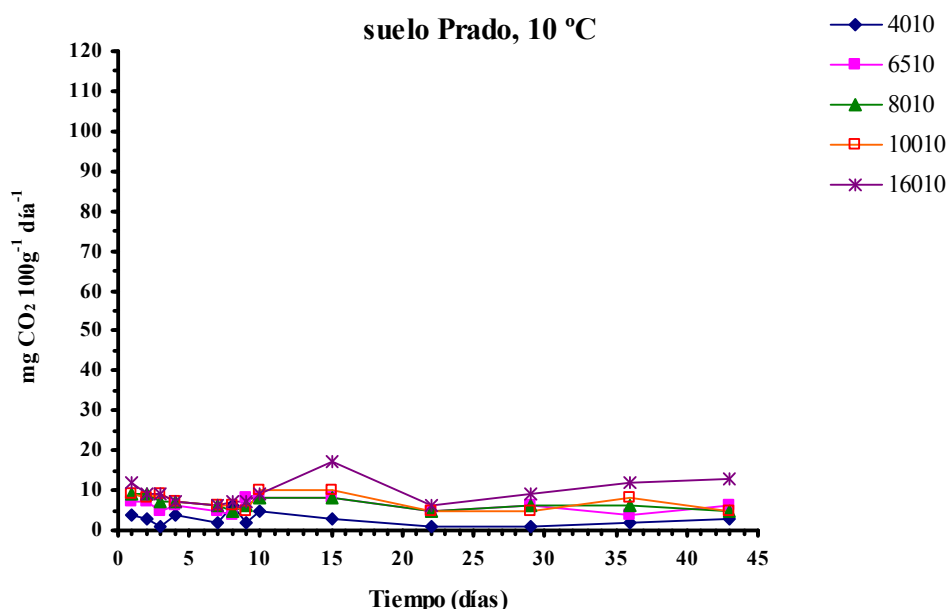


Figura 5.14.- Evolución a lo largo de la incubación a 10 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad.

A la temperatura de 15 °C se puede constatar la “explosión respiratoria” que se produce a las 24 horas de incubación, excepto en la muestra más seca, muestra 4015, (Tabla 5.4). También se manifiesta que, si bien a las 24 horas la muestra que presenta mayor velocidad de respiración es la que está a capacidad de campo (10015), a partir de las 48 horas la muestra más húmeda (16015) es la de mayor actividad respiratoria, manteniéndose así hasta el final de la incubación. Las muestras 10015 y 8015 tienen una actividad similar entre ellas, siendo su valor superior al de la muestra 6515 que, a su vez, tiene mayor actividad que la muestra más seca 4015.

La representación gráfica de la figura 5.15 evidencia tanto la gran actividad respiratoria inicial, como que las diferencias en la actividad respiratoria se manifiestan a partir del día 10 de incubación, día en que la muestra 16015 comienza a tener más actividad que las demás.

Tabla 5.4.- Velocidades de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ } 100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad, incubado a las distintas temperaturas experimentales.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
4010	4	3	1	4	2	6	2	5	3	1	1	2	3
6510	7	7	5	6	5	4	8	8	8	5	6	4	6
8010	9	9	7	7	6	5	6	8	8	5	6	6	5
10010	9	8	9	7	6	6	5	10	10	5	5	8	5
16010	12	9	9	7	6	7	7	9	17	6	9	12	13
4015	6	5	3	3	4	5	4	2	3	4	6	6	4
6515	11	8	6	6	6	7	7	4	7	7	7	9	4
8015	15	12	11	10	11	11	11	9	9	10	11	11	6
10015	39	13	10	12	11	12	9	8	8	11	12	11	7
16015	28	18	11	15	17	14	12	9	19	20	21	20	16
4020	16	12	10	12	8	6	5	7	9	10	8	8	7
6520	24	18	16	19	14	10	10	12	15	12	10	10	9
8020	28	21	21	23	19	16	13	14	16	12	10	10	9
10020	35	27	23	27	22	16	16	17	20	14	14	13	12
16020	31	21	19	21	18	15	13	14	31	32	30	31	31
4030	33	20	19	18	19	17	22	21	21	24	23	18	36
6530	38	25	26	18	26	24	25	24	24	18	21	15	6
8030	44	28	31	30	28	25	25	28	28	17	19	16	8
10030	49	40	36	38	33	33	30	34	34	20	24	21	11
16030	43	48	41	34	29	26	28	43	43	67	60	53	25
4035	63	49	44	42	34	32	34	40	40	40	27	33	19
6535	83	64	65	63	53	44	39	36	36	21	26	20	16
8035	87	64	64	59	55	50	47	43	43	27	26	23	20
10035	90	71	81	105	58	48	40	37	37	38	34	26	25
16035	83	50	56	58	51	38	38	39	39	118	71	76	45

A 20 °C a las 24 horas de incubación se produce una fuerte activación de la respiración a la que le sigue una disminución de la velocidad de respiración en los días sucesivos hasta el noveno o décimo día. A continuación se produce una ligera reactivación hasta el día 15, en todas las muestras con excepción de la muestra más húmeda que alcanza su valor máximo el día 22 de incubación, valor que se mantiene, prácticamente, hasta el final de la misma (Tabla 5.4).

En la figura 5.16 se pone de manifiesto la abundante actividad respiratoria producida a las 24 horas, la disminución de la velocidad de respiración hasta el día 10 y la recuperación posterior de todas las muestras, aunque los valores que se obtienen son inferiores a los obtenidos en el primer día de incubación para todas las muestras, salvo para la más húmeda 16020 que vuelve a alcanzar el valor del primer día de incubación.

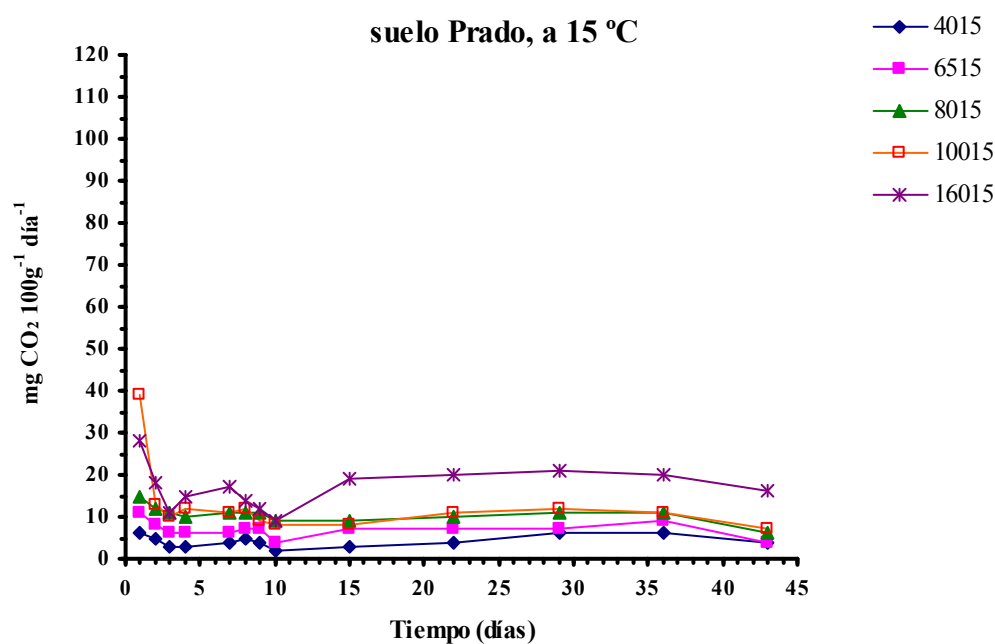


Figura 5.15.- Evolución a lo largo de la incubación a 15 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad.

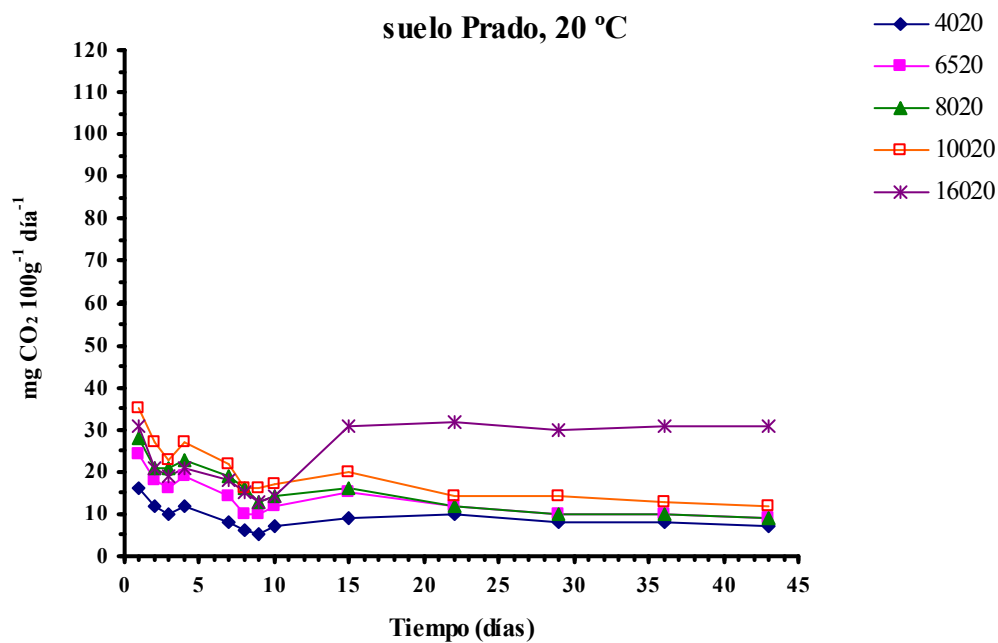


Figura 5.16.- Evolución a lo largo de la incubación a 20 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad.

Al incrementar 10 °C la temperatura de incubación, esto es a 30 °C, se produce un aumento de la velocidad de respiración en todas las muestras, como se puede constatar en los datos reseñados en la tabla 5.4. Del análisis de dicha tabla se puede inferir que existe una gran actividad respiratoria a las 24 horas de incubación para todas las muestras y que, a continuación, disminuye la respiración en todas ellas, con la excepción de la muestra más húmeda (16030) que la incrementa en las 24 horas siguientes, aunque al tercer día adopta, al igual que las demás muestras, la misma tendencia de disminución hasta el octavo día.

El período comprendido entre los días 8 y 22, en general se caracteriza por la estabilización de la respiración; esta generalidad se rompe el día 10 por la muestra 16030, que casi duplica el valor de su velocidad de respiración en relación a fechas anteriores, manteniendo este nivel de respiración hasta el día 22.

La figura 5.17, pone de manifiesto que el día 22 vuelve a ser un marcador del fuerte incremento de la respiración que experimenta la muestra más húmeda (16030), pero en esta ocasión, también se produce la activación respiratoria de la muestra más seca (4030), aunque en menor escala. En todas las muestras restantes se produce un nuevo descenso de la respiración diaria hasta el día 43, momento en el que la velocidad de respiración es mínima para todas las muestras, salvo para la muestra más seca (4030), para la que la respiración se duplicó con respecto a la del día 36.

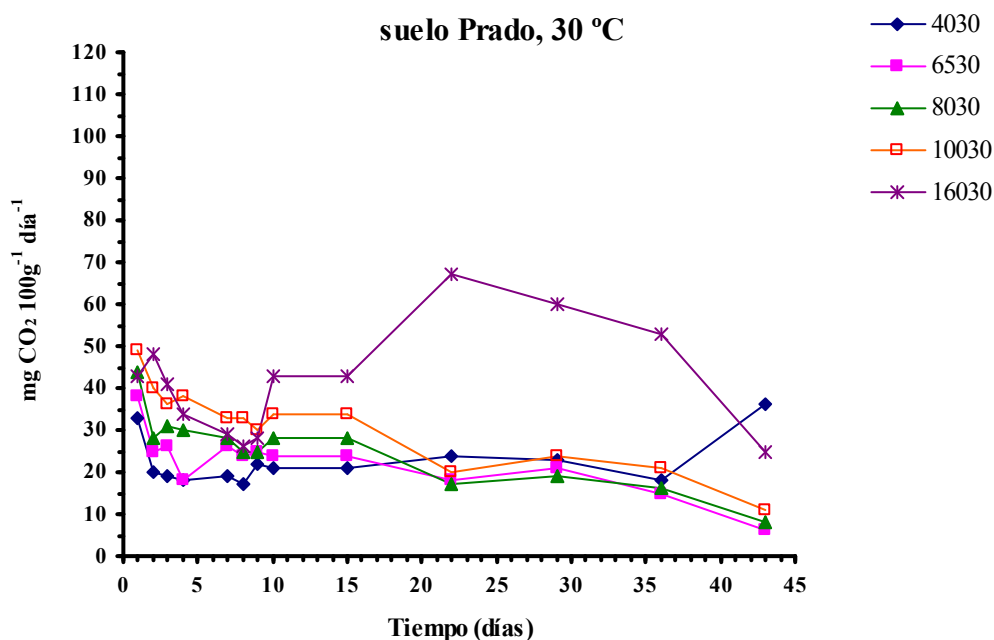


Figura 5.17.- Evolución a lo largo de la incubación a 30 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad.

A 35 °C, según los datos que constan en la tabla 5.4, se puede decir que básicamente se repiten las situaciones comentadas en las temperaturas inferiores a ésta, si bien existen algunas diferencias de matiz. Así, a las 24 horas se produce la primera

activación fuerte de la respiración (equiparable a una explosión), siendo, en esta ocasión, las muestras 10035 y 8035 las que presentan una mayor velocidad de respiración mientras que sigue respirando menos la muestra más seca 4035. A continuación, se produce la disminución de la velocidad en todas las muestras con la discrepancia de la muestra 10035, que el día cuatro incrementa notablemente su velocidad de respiración, pero al día siguiente, en esta muestra se reduce prácticamente a la mitad la actividad respiratoria, tal como se refleja en la figura 5.18. El día 22, al igual que a temperaturas inferiores, marca la segunda activación fuerte de la respiración para la muestra más húmeda (16035). Sin embargo, la actividad respiratoria de esa muestra 16035 no se mantiene en el tiempo, ya que disminuye de forma notoria el día 29. Finalmente, hasta el día 43 se pone de manifiesto una ralentización de la actividad respiratoria en todas las muestras.

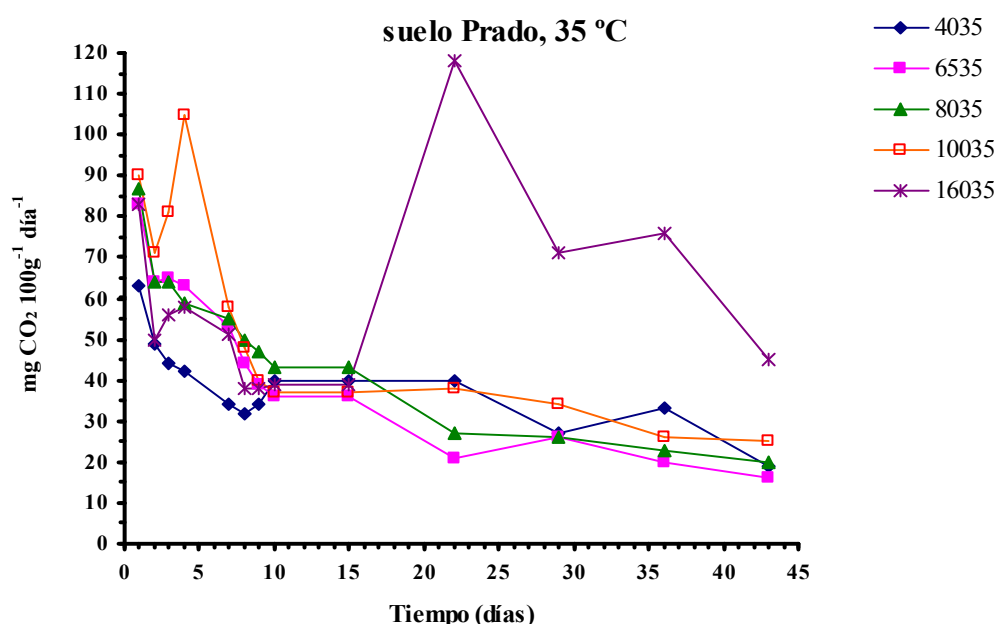


Figura 5.18.- Evolución a lo largo de la incubación a 35 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Prado con diferentes niveles de humedad.

5.2.2.2 Emisión acumulada de CO_2 a las diferentes temperaturas

Como se puede observar en la tabla 5.5, a la temperatura de 10 °C la emisión de CO_2 aumenta al incrementarse el porcentaje de humedad, si bien este hecho no se manifiesta de forma muy clara hasta que transcurren los diez primeros días de incubación, momento a partir del cual se van incrementando las diferencias entre las muestras hasta el final de la misma, (Figura 5.19). De este modo, como consecuencia de la evolución de la actividad respiratoria la muestra que emite más CO_2 es la más húmeda (16010) y la que emite menos es la más seca (4010).

Tabla 5.5.- Valores acumulados del CO₂ emitido (mg CO₂ 100 g⁻¹) por el suelo Prado, con diferentes niveles de humedad, incubado a las temperaturas de estudio.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
4010	4	7	9	13	19	25	27	32	47	54	61	75	96
6510	7	14	19	25	39	43	51	59	104	139	181	209	251
8010	9	17	25	32	50	55	61	69	114	149	191	233	268
10010	9	17	26	33	52	58	63	73	123	158	193	249	284
16010	12	21	31	37	56	63	70	79	164	206	269	353	444
4015	6	11	14	17	29	33	37	39	54	82	124	166	194
6515	11	19	25	31	50	57	64	68	103	152	201	264	292
8015	15	27	37	47	79	89	100	109	154	224	301	378	420
10015	39	52	61	73	107	120	129	137	177	254	338	415	464
16015	28	46	57	72	124	139	151	170	265	405	552	692	804
4020	16	28	38	50	75	81	86	93	138	208	264	320	369
6520	24	42	58	76	120	130	140	152	227	311	381	451	514
8020	28	49	70	93	150	166	179	193	273	357	427	497	560
10020	35	62	85	113	178	195	211	228	328	426	524	613	697
16020	31	53	71	93	147	162	175	189	344	568	778	995	1212
4030	33	52	72	90	146	163	185	206	311	479	638	764	1016
6530	38	64	89	108	184	208	233	257	377	503	650	755	797
8030	44	72	103	134	218	243	268	296	436	555	688	800	856
10030	49	89	125	163	262	295	325	359	529	669	837	984	1061
16030	43	91	132	166	254	280	308	351	566	1035	1455	1826	2001
4035	63	112	156	197	300	333	367	407	607	887	1076	1307	1538
6535	83	147	212	275	435	479	518	554	734	881	1063	1203	1343
8035	87	151	215	274	440	490	537	580	795	984	1166	1327	1488
10035	90	162	243	348	520	569	609	646	831	1097	1335	1517	1699
16035	83	133	189	247	399	437	475	514	709	1535	2032	2564	2879

Los valores de la tabla 5.5 indican que el aumento de la temperatura a 15 °C determina que la emisión de CO₂, de cada una de las muestras, aumente. Además, se repite la tendencia observada a 10 °C, es decir, la emisión aumenta con el contenido de humedad de las muestras. La diferenciación entre las muestras se produce, de forma clara, a partir de los 10 días de incubación y el día 22 marca un cambio en la muestra más húmeda 16015, que incrementa espectacularmente su emisión con relación a las demás muestras, (Figura 5.20).

Para la incubación realizada a la temperatura de 20 °C, teniendo en cuenta los valores de CO₂ acumulados a los 43 días de incubación (Tabla 5.5), se puede decir, una vez más, que el aumento de la temperatura de incubación provoca un aumento de la emisión de CO₂ en todas las muestras.

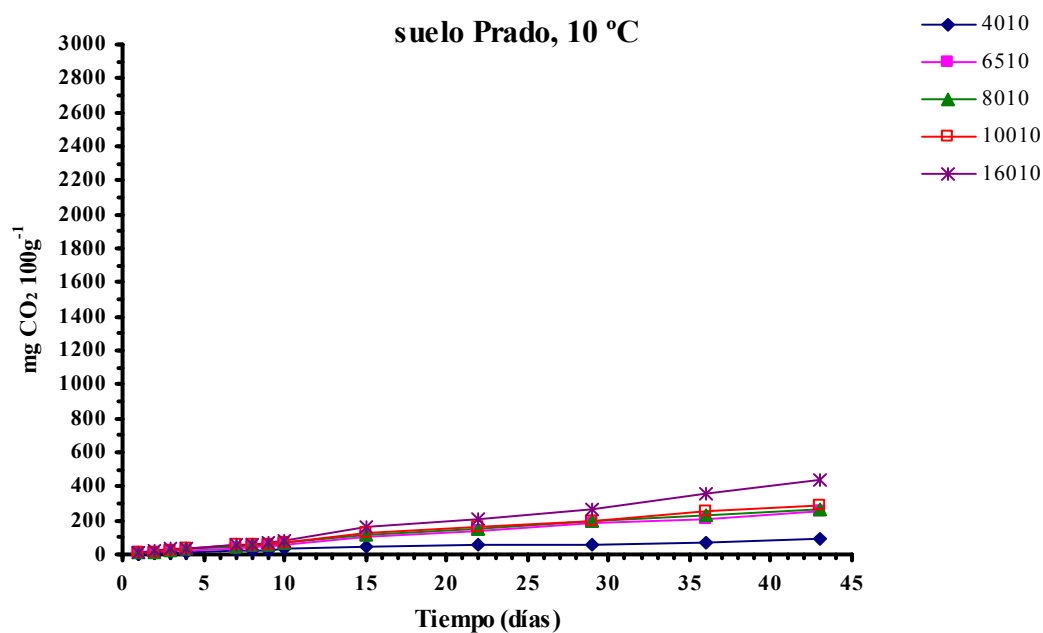


Figura 5.19.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Prado incubado a 10 °C y con diferentes niveles de humedad.

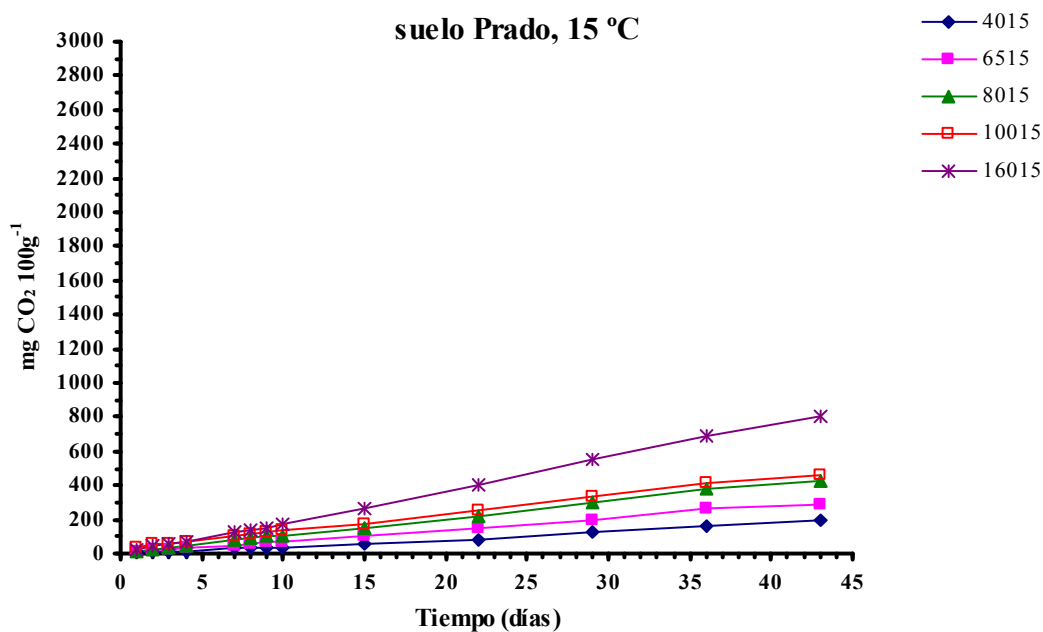


Figura 5.20.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Prado incubado a 15 °C y con diferentes niveles de humedad.

Al igual que para las temperaturas anteriormente estudiadas, la emisión de CO_2 aumenta con el porcentaje de humedad, siendo la muestra más seca (4020) la que emite menos y la de mayor emisión la más húmeda, esto es, la muestra 16020 (Tabla 5.5). No obstante, a esta temperatura, se establecen diferencias entre las muestras 10020 y 8020, mientras que las muestras 8020 y 6520 tienen una evolución similar (Figura 5.21). Asimismo el día 22 vuelve a ser el marcador de la evolución diferencial de las muestras, mientras que no existen diferencias reseñables entre las emisiones de las distintas muestras, durante los primeros diez días de incubación.

A 30 °C se repite la tendencia observada a temperaturas inferiores: la emisión acumulada de CO_2 se ve incrementada con el aumento de la temperatura de incubación (Tabla 5.5). La secuencia en la emisión también es la misma, de tal forma que la muestra que menos CO_2 emite es la más seca (4030) y la que más emite es la más húmeda (16030). Durante los quince primeros días de incubación resulta dificultoso ver diferencias entre las emisiones de las distintas muestras (Figura 5.22). En el caso de las muestras más húmedas, 10030 y 16030, tienen valores de CO_2 acumulados similares hasta el día 15 pero, a partir de ese día, y adelantándose una semana el proceso con relación a lo que sucedía a 25 °C, la muestra 16030 inicia su diferenciación, de forma clara, de la muestra 10030 al aumentar muy fuertemente la emisión de CO_2 en la muestra más húmeda. A su vez, la muestra 10030 tiene una evolución distinta a la del resto de las muestras, entre las que apenas se puede diferenciar la curva correspondiente a cada una de ellas.

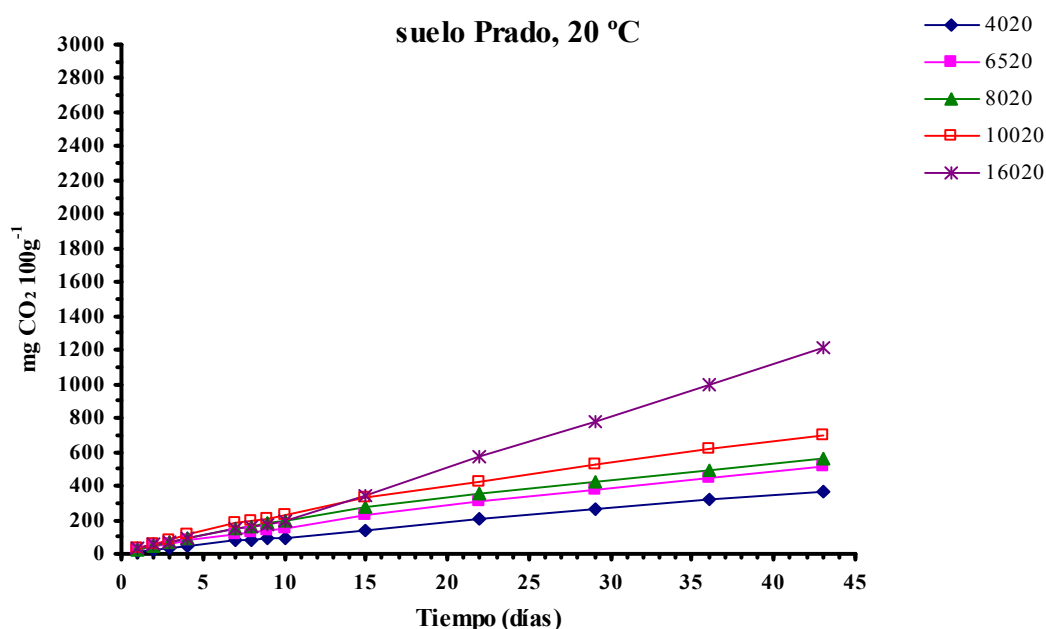


Figura 5.21.- Emisión de CO_2 acumulada ($\text{mg de CO}_2 \text{ 100 g}^{-1}$) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Prado incubado a 20 °C y con diferentes niveles de humedad.

Los valores de CO_2 acumulado obtenidos a 35°C son superiores a los obtenidos en los experimentos realizados a temperaturas inferiores (Tabla 5.5). En consecuencia, se puede concluir que el incremento de la temperatura determina el aumento de las emisiones de CO_2 en todas las muestras utilizadas, independientemente de su grado de humedad.

La evolución a 35°C es semejante a la de 30°C , aunque surgen particularidades nuevas, ya que a 35°C la muestra que más CO_2 emite, con diferencia sobre las demás, es la más húmeda (16035), seguida de la muestra 10035, siendo la tercera la muestra más seca (4035), lo que rompe la secuencia mantenida anteriormente. A la muestra 4035 le sigue, muy próxima, la muestra 8035 y, por último, la muestra que menos CO_2 emite es la 6535.

La evolución de la emisión de CO_2 a lo largo de la incubación se puede observar en la figura 5.23. En ella se observa que durante los 15 primeros días de incubación la muestra que más emite es la 10035 y que, al igual que sucedía a 30°C , a partir del día 15 la muestra 16035 comienza a incrementar sus emisiones de CO_2 , en gran medida, y a lo largo de los restantes días de incubación, diferenciándose, en consecuencia, de todas las demás muestras. De igual forma, el día 22 se caracteriza por iniciarse un aumento de las emisiones de la muestra 4035, hecho nuevo y relevante ya que es la más seca, en forma tal que llega a igualar, e incluso superar ligeramente, las emisiones de la muestra 8035.

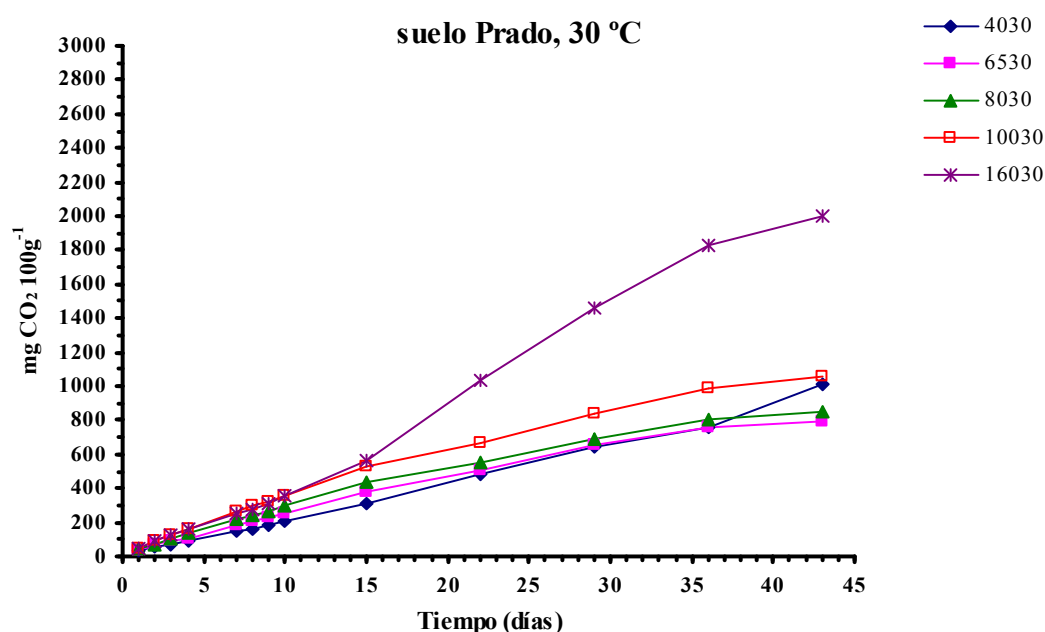


Figura 5.22.- Emisión de CO_2 acumulada (mg de CO_2 100 g^{-1}) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Prado incubado a 30°C y con diferentes niveles de humedad.

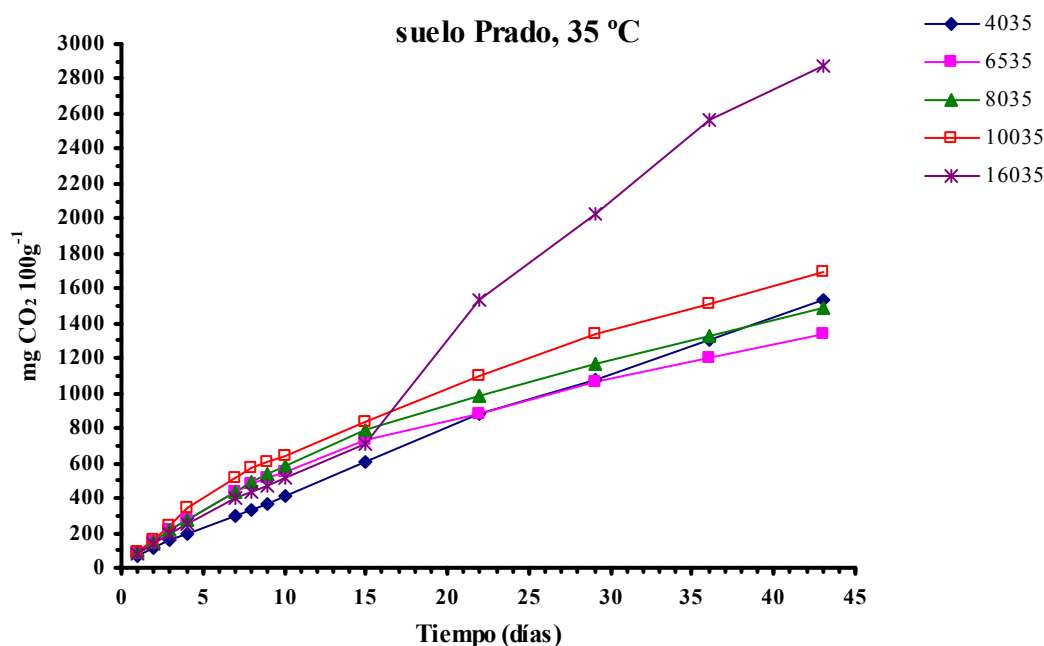


Figura 5.23.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Prado incubado a 35 °C y con diferentes niveles de humedad.

5.2.2.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO₂

En el suelo Prado, al igual que en el suelo Robledal, se ha observado que el contenido en humedad del suelo es importante en la emisión de CO₂ por el suelo. Del mismo modo, para resaltar esta influencia del grado de humedad, se realiza el análisis particular sobre la emisión total de CO₂, es decir, a los 43 días de incubación del suelo Prado, teniendo en cuenta los distintos niveles de humedad para cada temperatura (Figura 5.24).

En la figura 5.24 en la gráfica 10 °C se puede ver, claramente, la diferencia de emisión entre las muestras más seca y más húmeda, mientras que prácticamente no hay diferencias entre el resto de las muestras con contenidos en humedad comprendidos entre ambos extremos.

En la gráfica de 15 °C de dicha figura 5.24, se observa que la muestra más húmeda es la que emite más CO₂ a lo largo del tiempo, la más seca presenta los valores mínimos y entre las muestras 8015 y 10015 prácticamente no hay diferencias de emisión entre ellas.

La influencia del contenido en agua, en la emisión de CO₂ a la temperatura de 20 °C (Figura 5.24), sigue las tendencias de las temperaturas de 10 y 15 °C, ya que la muestra de mayor emisión es la más húmeda (16020), le sigue la muestra que contiene el 100% de humedad, la muestra 10020. Las muestras con el 80 y el 65% de humedad, esto es, la 8020 y la 6520, respectivamente, manifiestan diferencias mínimas entre ellas y la muestra de menor emisión es la más seca (4020).

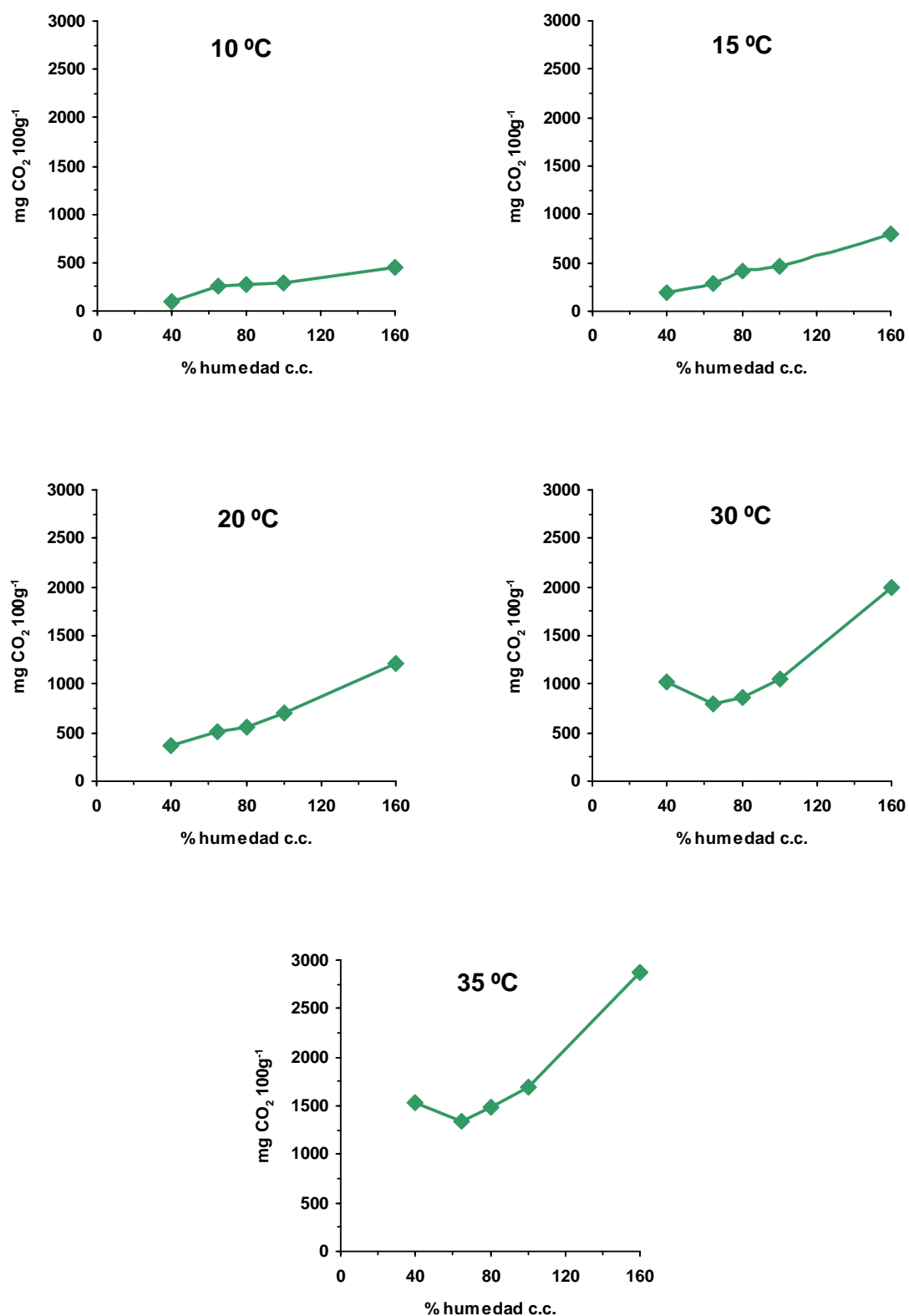


Figura 5.24.- Suelo Prado: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ (43 días de incubación), a las distintas temperaturas.

La gráfica correspondiente a la temperatura de 30 °C de la figura 5.24, evidencia la influencia de la humedad en la emisión de CO₂. A esta temperatura la muestra con el porcentaje de humedad menor, 40% c.c., emite más que las muestras con los porcentajes intermedios, 6530 y 8030, aunque la emisión se incrementa en las muestras de suelo con porcentajes altos de humedad, 10030 y 16030, llamando la atención la fuerte emisión registrada por el suelo con este último porcentaje de humedad, es decir, de las muestras más húmedas.

La representación de las emisiones de CO₂ frente a los contenidos de humedad del suelo para esta temperatura, gráfica de 35 °C de la figura 5.24, pone de manifiesto que los niveles de humedad elevados, 160 y 100% c.c., determinan una mayor emisión en relación con los porcentajes de humedad inferiores. Pero, en el caso del 65% c.c., no induce una emisión mayor sino que provoca el efecto contrario, ya que el CO₂ emitido por el suelo con esta humedad es menor que cuando tiene una humedad del 40% c.c.

5.2.3. Suelo Cultivo-patata

En Galicia el 14,10% del territorio se dedica al uso del cultivo del que el 0,74% es para uso exclusivo del cultivo de patata (Consellería del Medio Rural, 2003). Actualmente, en la comunidad gallega, este cultivo está adquiriendo un gran desarrollo después de haber pasado por un período de más de 50 años en retroceso. Además, en el año 2005 la FAO declaró Año Internacional de la Patata al año 2008, con el fin de sensibilizar a la sociedad sobre la importancia que puede tener este tubérculo en la reducción de la mortalidad debida a la malnutrición. Por otra parte, en España no existen muchos estudios que aporten datos propios sobre la influencia de las condiciones climáticas locales en la dinámica del carbono edáfico asociada al tipo de cultivo que sustenta el suelo, lo cual es de sumo interés ya que en los suelos roturados ocurre una fuerte disminución de la materia orgánica pudiendo dar lugar a su degradación (J. Romanyá et al., 2007). Por todo ello se consideró apropiado para los objetivos de este trabajo utilizar a este tipo de suelo.

Los porcentajes de humedad utilizados para realizar este estudio son: 27% (60% c.c.), 34% (80% c.c.), 42% (100% c.c.), 50% (120% c.c.) y 67% (160% c.c.). En este suelo, al igual que en el de prado, se han desestimado los resultados obtenidos en el ensayo realizado a la temperatura de 20 °C, por considerarlos erróneos.

5.2.3.1. Velocidad de respiración a las diferentes temperaturas

Como se puede constatar en la tabla 5.6 a la temperatura de 10 °C durante los dos primeros días de incubación ninguna muestra respira, es decir, no hay una reacción positiva del suelo; al cuarto día algunas muestras manifiestan indicios de actividad respiratoria. Sólo a partir del décimo día de incubación hay respiración en todas las muestras, aunque sin grandes diferencias entre ellas. En resumen, el hecho más relevante de la respiración a 10 °C es la extraordinariamente baja respiración que se produce para todas las humedades a lo largo de todo el período de incubación (Tabla 5.6 y Figura 5.25).

A la temperatura de 15 °C el suelo se manifiesta más activo que a 10 °C, ya que a las 24 horas de incubación todas las muestras, independientemente de su contenido en agua, respiran aunque la respiración de la muestra 16015, la más húmeda, es muy baja (Tabla 5.6.). De todo el período de incubación destaca el día 29 como el de máxima actividad respiratoria para todas las muestras. Sin embargo, en general se repite el hecho encontrado a 10 °C de que apenas existen diferencias en la actividad de las distintas muestras. La figura 5.26, podría reflejar la existencia de ciclos respiratorios, que son frecuentes y de corta duración durante los diez primeros días, para ser, posteriormente, de mayor duración hasta el final de la incubación.

A 25 °C de temperatura la actividad respiratoria es irregular durante las primeras 48 horas, ya que si bien a las 24 horas todas las muestras respiran, salvo la muestra 8025, en las 24 horas siguientes sucede todo lo contrario, esto es, ninguna muestra respira salvo la 8025 (Tabla 5.6). De los resultados obtenidos para las 24 horas de incubación destaca el valor obtenido para la muestra 16025 de tal modo que es la muestra que más respira.

Tabla 5.6.- Velocidades de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ 100 g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) por el suelo Cultivo-patata, con diferentes niveles de humedad incubado a las temperaturas de estudio.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
6010	0	0	--	1	0	--	--	1	1	1	1	1	1
8010	0	0	--	1	0	--	--	2	2	1	1	1	1
10010	0	0	--	3	2	--	--	3	2	1	1	1	2
12010	0	0	--	0	2	--	--	2	2	1	1	2	2
16010	0	0	--	1	0	--	--	3	3	2	2	2	3
6015	4	4	4	2	5	3	4	2	4	2	11	4	2
8015	4	4	5	4	5	3	3	2	4	2	7	2	2
10015	4	5	5	4	5	6	4	2	5	2	11	3	3
12015	5	6	8	5	8	7	7	3	5	3	11	3	2
16015	1	5	7	3	7	5	5	3	6	5	7	4	4
6025	1	0	--	4	5	--	--	5	7	7	6	5	6
8025	0	1	--	4	8	--	--	6	7	8	7	6	8
10025	2	0	--	4	9	--	--	7	7	7	6	5	7
12025	1	0	--	5	5	--	--	7	7	8	8	7	8
16025	3	0	--	0	8	--	--	8	8	8	6	7	8
6030	18	10	10	8	9	12	9	10	10	9	14	9	7
8030	21	12	12	10	10	14	10	11	11	11	15	11	10
10030	17	9	12	10	10	14	10	11	11	12	18	16	13
12030	17	10	12	9	11	13	12	11	11	13	20	13	12
16030	18	14	13	12	13	13	12	11	11	27	36	30	24
6035	19	15	15	12	15	11	11	11	11	12	14	14	10
8035	22	22	16	17	18	13	12	12	12	14	14	14	10
10035	23	17	17	18	13	12	11	14	14	15	18	20	12
12035	19	16	18	14	21	14	13	15	15	14	25	26	23
16035	25	25	23	16	22	10	11	11	11	45	36	28	20

A partir del cuarto día de incubación la respiración se normaliza hasta el final de la incubación para todas las muestras excepto para la muestra 16025, para la que la respiración se normaliza a partir del día 7 de incubación.

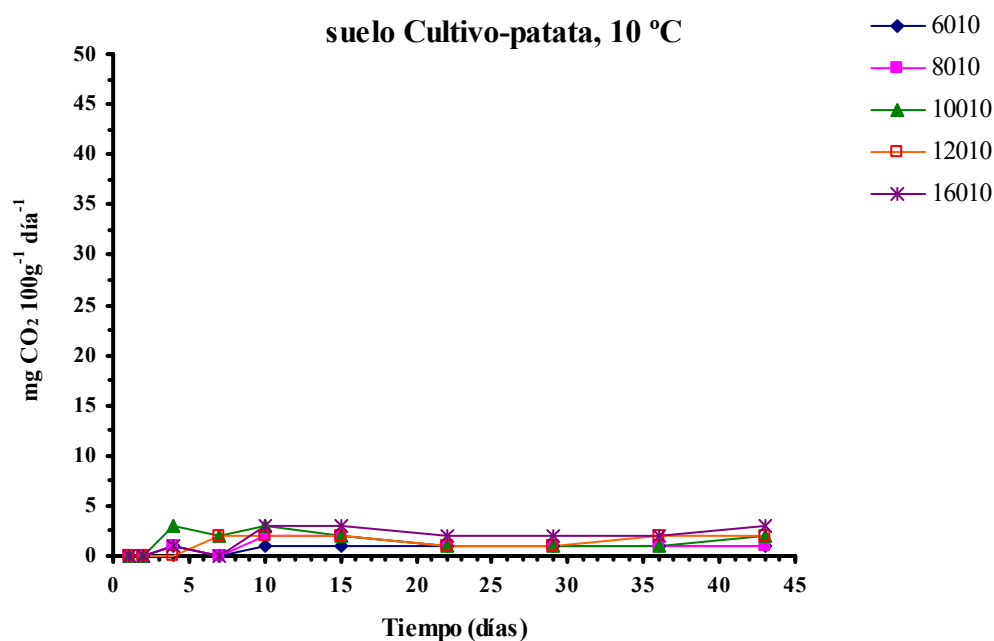


Figura 5.25.- Evolución a lo largo de la incubación a 10 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Cultivo-patata con diferentes niveles de humedad.

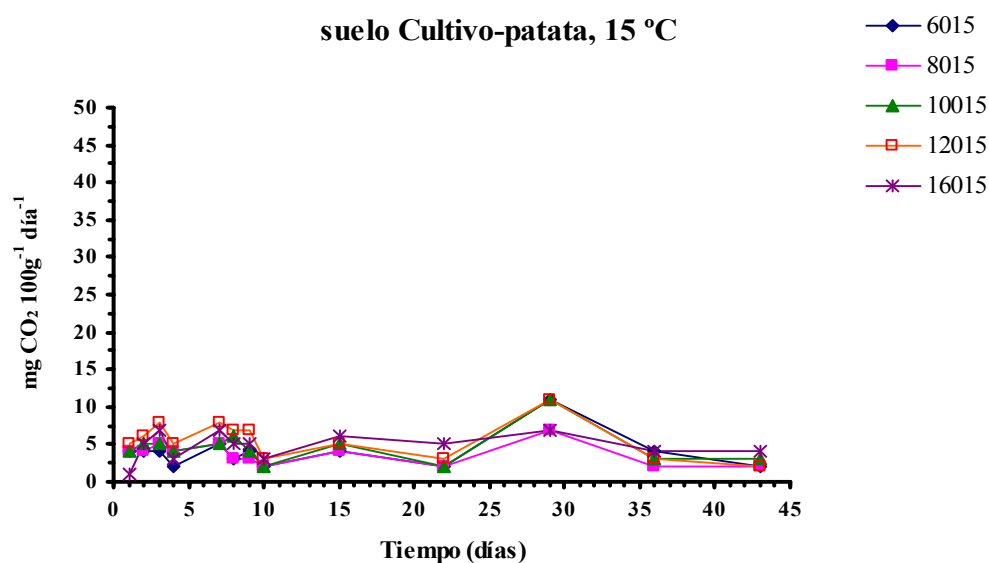


Figura 5.26.- Evolución a lo largo de la incubación a 15 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Cultivo-patata con diferentes niveles de humedad.

En la figura 5.27 se puede observar como en el día 7 de incubación todas las muestras respiran y como la actividad respiratoria es muy similar para todas las muestras a pesar de poseer distintos niveles de humectación. Igualmente se puede ver como a partir de dicho día 7, las cantidades de CO₂ emitidas por cada muestra experimentan pequeñas variaciones hasta el final de la incubación.

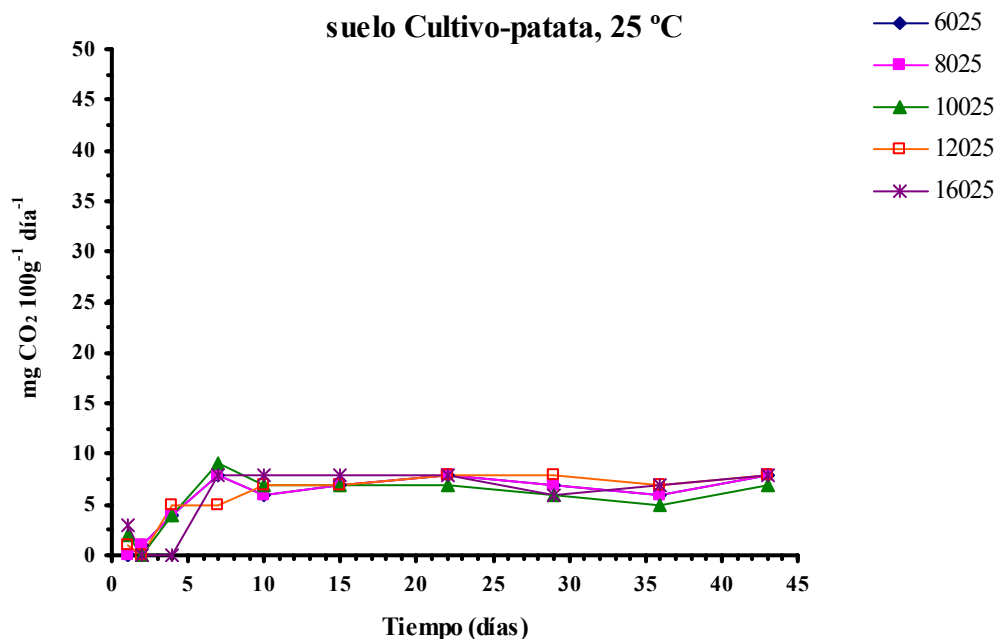


Figura 5.27.- Evolución a lo largo de la incubación a 25 °C de la velocidad de respiración (mg CO₂ emitido 100 g⁻¹ día⁻¹) del suelo Cultivo-patata con diferentes niveles de humedad.

En el caso de la incubación realizada a 30 °C, si se compara con los valores obtenidos a temperaturas inferiores, se observa que la repercusión del aumento de la temperatura en la actividad de respiración es notoria, sobre todo a las 24 horas de incubación, momento en el que se produce un fuerte incremento de la respiración en todas las muestras, independientemente de su contenido en humedad (Tabla 5.6). Este aumento sufre una regresión severa en casi todas las muestras en las 24 horas siguientes de incubación, con la excepción de la muestra más húmeda (16030), que no sufre esa fuerte reducción de la actividad respiratoria.

En líneas generales se podría decir que se dan ciclos respiratorios frecuentes y cortos en los diez primeros días de incubación y más largos a partir de dicho día (Figura 5.28). También este día décimo marca, para todas las muestras, el final de la primera etapa respiratoria, a la que sigue una etapa de “aletargamiento” que finaliza el día 15 al producirse, en general, una reactivación respiratoria. Dicha reactivación es particularmente espectacular para la muestra más húmeda, la muestra 16030, mientras que las demás muestras manifiestan una reactivación más moderada, aunque paralela a la experimentada por la muestra 16030. Esta recuperación de la respiración alcanza su valor máximo el día 29 para, a continuación, ralentizarse de forma acusada inicialmente y hacia el final de la

incubación de forma más suave. Una observación más detallada de la figura 5.28 permite concluir que la muestra 10030 es la que tiene un comportamiento más regular a lo largo de la incubación, ya que las diferencias entre los valores extremos son menores que las de las demás muestras.

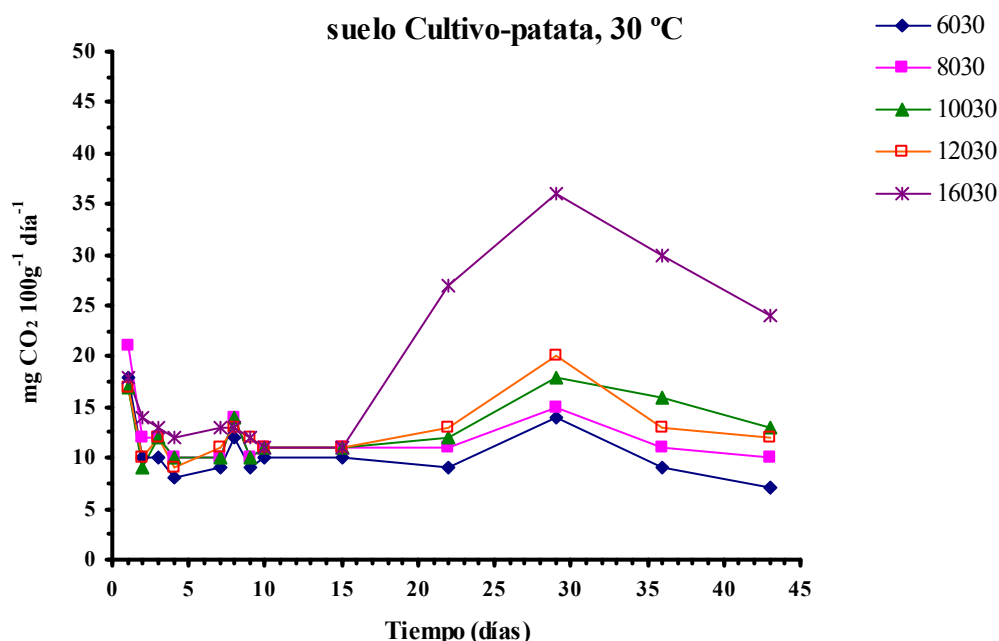


Figura 5.28.- Evolución a lo largo de la incubación a 30 °C de la velocidad de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Cultivo-patata con diferentes niveles de humedad.

A 35 °C, en general, la actividad respiratoria de todas las muestras a lo largo de los 43 días de incubación es superior a la desarrollada a 30 °C (Tabla 5.6). Sin embargo, la “activación” que se produce a las 24 horas de incubación, no responde al incremento esperado en los valores de respiración para esta temperatura, después de los obtenidos para la temperatura inferior de 30 °C. En contrapartida la actividad desarrollada se mantiene relativamente constante durante los días sucesivos en algunas muestras, como la 8035 y la 16035, o bien se reduce de forma gradual en las demás muestras. Entre el cuarto y el séptimo día de incubación se producen reactivaciones, que se suceden de caídas de la actividad, hasta alcanzar la estabilización, en todas las muestras a partir del día diez.

Se pueden determinar etapas distintas en la actividad respiratoria. Así, el día 10 vuelve a definir la primera etapa de variaciones frecuentes y de corta duración de la respiración. A esta etapa le sucede la etapa de “aletargamiento” de las muestras, de la que salen el día 22, en el que se produce una reactivación ligera de la respiración de las muestras, salvo en la muestra 16035 que cuadruplica su velocidad respiratoria (Figura 5.29). La elevada actividad de la muestra 16035 no se mantiene a lo largo del tiempo, sino que se produce un descenso gradual hasta el final de la incubación. El resto de las muestras manifiestan sus máximos de reactivación, de rango inferior al de la muestra 16035, una

semana más tarde (día 29), pero, por el contrario, la reactivación respiratoria permanece más tiempo.

La última semana de incubación se caracteriza por un acusado descenso de la actividad respiratoria de todas las muestras, excepto en la muestra 12035 en la que disminuye más lentamente.

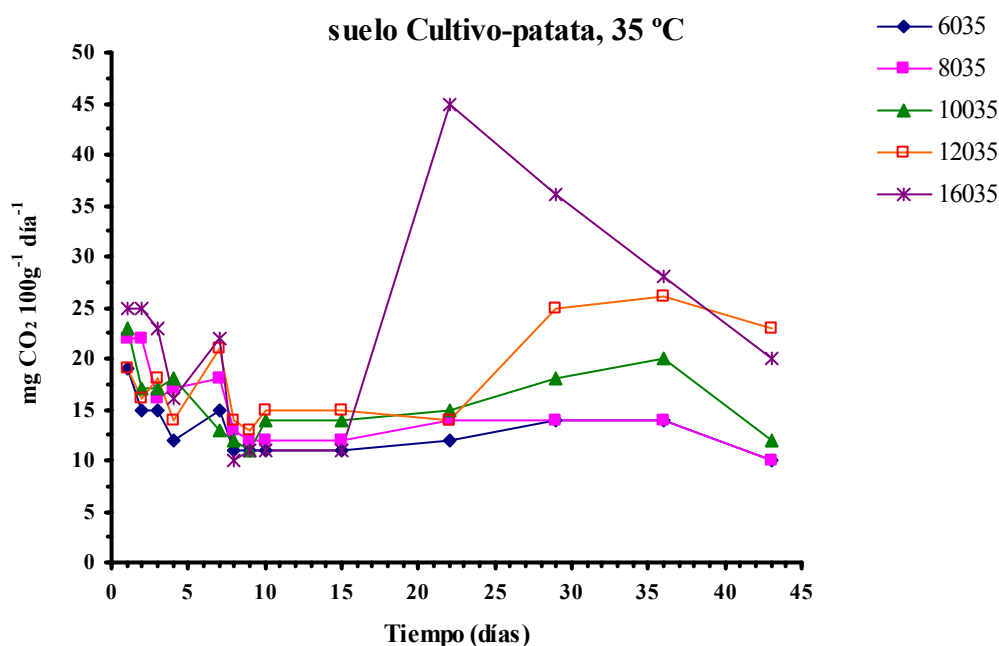


Figura 5.29.- Evolución a lo largo de la incubación a 15 °C de la velocidad de respiración (mg CO_2 emitido $100 \text{ g}^{-1} \text{ día}^{-1}$) del suelo Cultivo-patata con diferentes niveles de humedad.

5.2.3.2. Emisión acumulada de CO_2 a las distintas temperaturas

La tabla 5.7 parece indicar que a la temperatura de 10 °C la humedad favorece la emisión de CO_2 , ya que la muestra más seca, la muestra 6010, es la que emite menor cantidad de CO_2 y la emisión aumenta a medida que aumenta la humedad de las muestras (excepto para las muestras 10010 y 12010, que emiten cantidades similares) siendo la muestra que más emite la más húmeda, esto es, la muestra 16010. No obstante, las diferencias en la emisión de CO_2 entre las muestras son mínimas, como así consta en la figura 5.30.

Al aumentar la temperatura a 15 °C se manifiesta una mayor actividad respiratoria, ya que la emisión de CO_2 es superior que a la de la temperatura de 10 °C (Tabla 5.7). Aunque no se puede generalizar que la humedad tiende a ejercer un efecto positivo sobre la emisión de CO_2 , ya que no sucede así en las muestras 6015 y 16015, si parece ser cierto al seguir la evolución de las muestras 8015, 10015 y 12015.

La evolución de la emisión de CO_2 a lo largo de la incubación de las muestras, está representada en la figura 5.31. En ella se observa el incremento de la emisión a partir del

día 29, originado por una reactivación de la respiración, en todas las muestras, exceptuando la más seca. De igual manera, en la figura se refleja el cambio en la evolución de la muestra 6015, que a partir del día 22 emite más CO_2 que la muestra que tiene mayor humedad que ella, esto es, la muestra 8015.

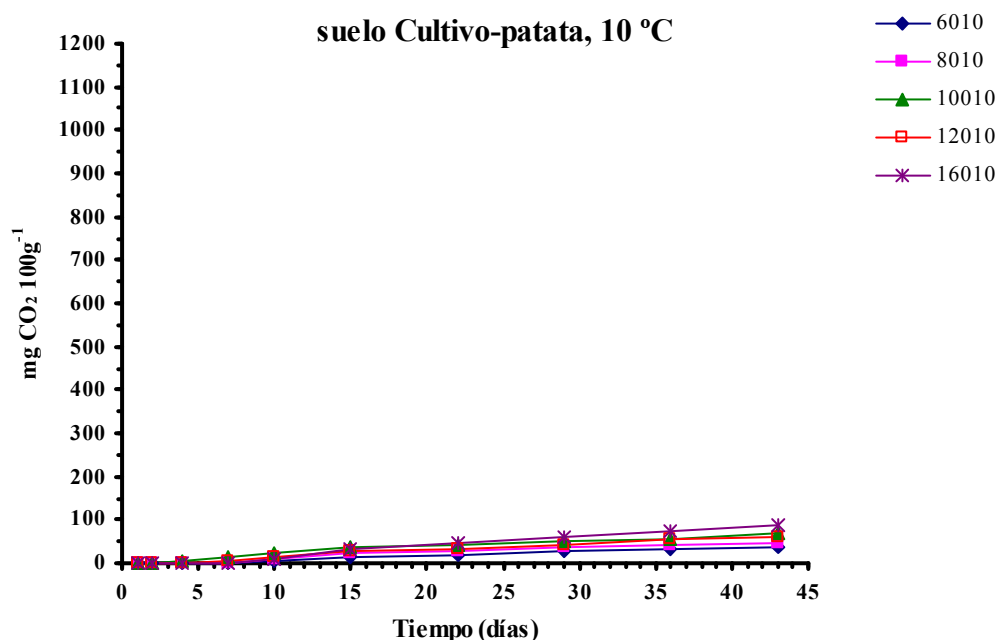


Figura 5.30.- Emisión de CO_2 acumulada ($\text{mg de CO}_2 \text{ 100 g}^{-1}$) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Cultivo-patata incubado a 10 °C y con diferentes niveles de humedad.

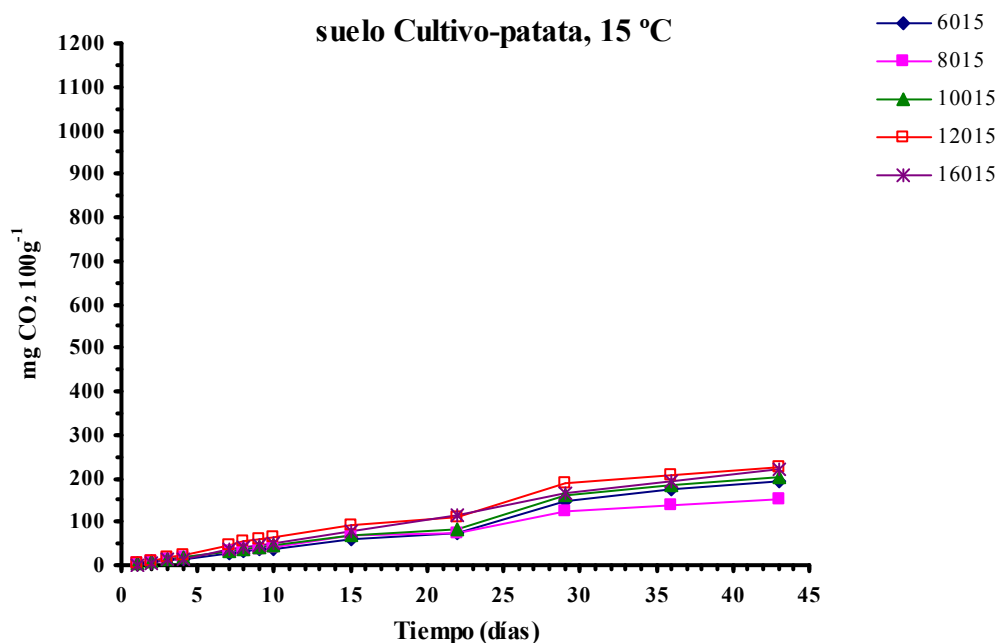


Figura 5.31.- Emisión de CO_2 acumulada ($\text{mg de CO}_2 \text{ 100 g}^{-1}$) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Cultivo-patata incubado a 15 °C y con diferentes niveles de humedad.

A 25° C la emisión de CO₂ corrobora la tendencia de a mayor temperatura de incubación mayor actividad respiratoria para todas las humedades ya que los valores obtenidos son mayores que a 15° C (Tabla 5.7). Al observar los valores obtenidos para esta temperatura en esta tabla, se comprueba que la muestra que inicialmente emite mayor cantidad de CO₂ es la 16025. Sin embargo, desde el día 7 al 29 la muestra que emite más es la de capacidad de campo y a partir de este día 29 hasta el final de la incubación, por lo regular, son las muestras sobresaturadas las que emiten más CO₂.

Tabla 5.7.- Valores acumulados del CO₂ emitido (mg CO₂ 100 g⁻¹) por el suelo Cultivo-patata, con diferentes niveles de humedad incubado a las temperaturas de estudio.

<i>Muestra</i>	<i>Tiempo de incubación (días)</i>												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
6010	0	0	--	2	2	--	--	5	12	19	26	33	37
8010	0	0	--	2	2	--	--	8	22	29	36	43	47
10010	0	0	--	6	12	--	--	21	35	42	49	56	67
12010	0	0	--	0	6	--	--	12	26	33	40	54	62
16010	0	0	--	2	2	--	--	11	32	46	60	74	86
6015	4	8	12	14	29	32	36	38	58	72	149	177	191
8015	4	8	13	17	32	35	38	40	69	73	122	136	150
10015	4	9	14	18	33	39	43	45	70	84	161	182	203
12015	5	11	19	24	48	55	62	65	90	111	188	209	223
16015	1	6	13	16	37	42	47	50	80	115	164	192	220
6025	1	1	--	9	24	--	--	39	88	137	179	214	238
8025	0	1	--	9	33	--	--	51	100	156	205	247	271
10025	2	2	--	10	37	--	--	58	107	156	198	233	261
12025	1	1	--	11	26	--	--	47	96	152	208	257	289
16025	3	3	--	3	27	--	--	51	107	163	205	254	286
6030	18	28	38	46	73	85	94	104	154	217	315	378	427
8030	21	33	45	55	85	99	109	120	175	252	357	434	504
10030	17	26	38	48	78	92	102	113	168	252	378	490	581
12030	17	27	39	48	81	94	106	117	172	263	403	494	578
16030	18	32	45	57	96	109	121	132	187	376	628	838	1006
6035	19	34	49	61	106	117	128	139	194	278	376	474	544
8035	22	44	60	77	131	144	156	168	228	326	424	522	592
10035	23	40	57	75	114	126	137	151	221	326	452	592	676
12035	19	35	53	67	130	144	157	172	247	345	520	702	863
16035	25	50	73	89	155	165	176	187	242	557	809	1005	1145

No obstante, como se puede apreciar en la figura 5.32, el contenido en humedad del suelo no origina grandes diferencias en las cantidades de CO₂ emitido por el mismo, ya que las curvas correspondientes a cada nivel o porcentaje de humedad se solapan unas a otras, aunque con el tiempo se diferencian la muestras 6025, 10025 y 8025, pero no sucede lo mismo con las muestras 12025 y 16025, las cuales se confunden hasta el último día de incubación.

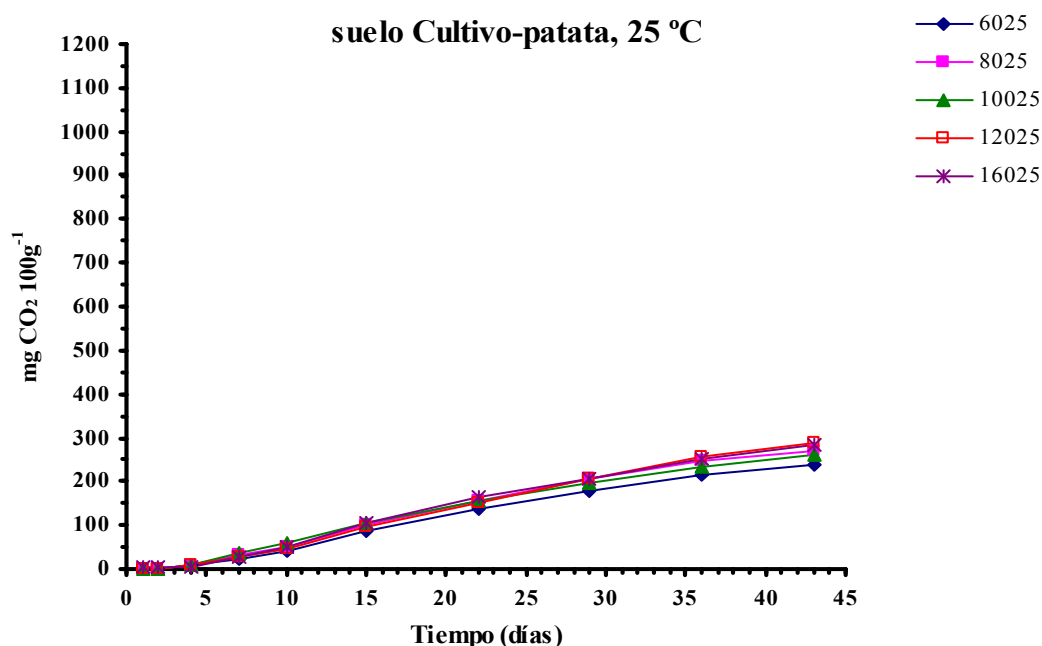


Figura 5.32.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Cultivo-patata incubado a 25 °C y con diferentes niveles de humedad.

La emisión de CO₂ a 30 °C es superior a la registrada a 25 °C, por tanto, el aumento de la temperatura produce un mayor desprendimiento de CO₂ en todas las muestras (Tabla 5.7). La muestra 16030 es la que libera más CO₂ y la que menos es la muestra 6030. Pero no se manifiesta una diferencia clara entre las muestras 10030 y 12030 (Figura 5.33) ya que se produce el solapamiento de las curvas de emisión de ambas muestras a lo largo de toda la incubación.

La evolución de la emisión durante el período de incubación (Figura 5.33), evidencia tres puntos de cambio en el ritmo de dicha emisión en todas las muestras y un cuarto punto en la muestra más húmeda 16030; estos puntos se corresponden con los días 4, 10 y 22, añadiéndose el día 15 para el caso de la muestra 16030, siendo este último bastante notorio.

Tal como se puede comprobar en la tabla 5.7, la emisión de CO₂ a la temperatura de 35 °C ha aumentado, en todas las muestras. Este aumento tiende a corresponderse, también, con un mayor porcentaje de humedad de las muestras, ya que a esta temperatura hay diferencias claras entre todas las muestras.

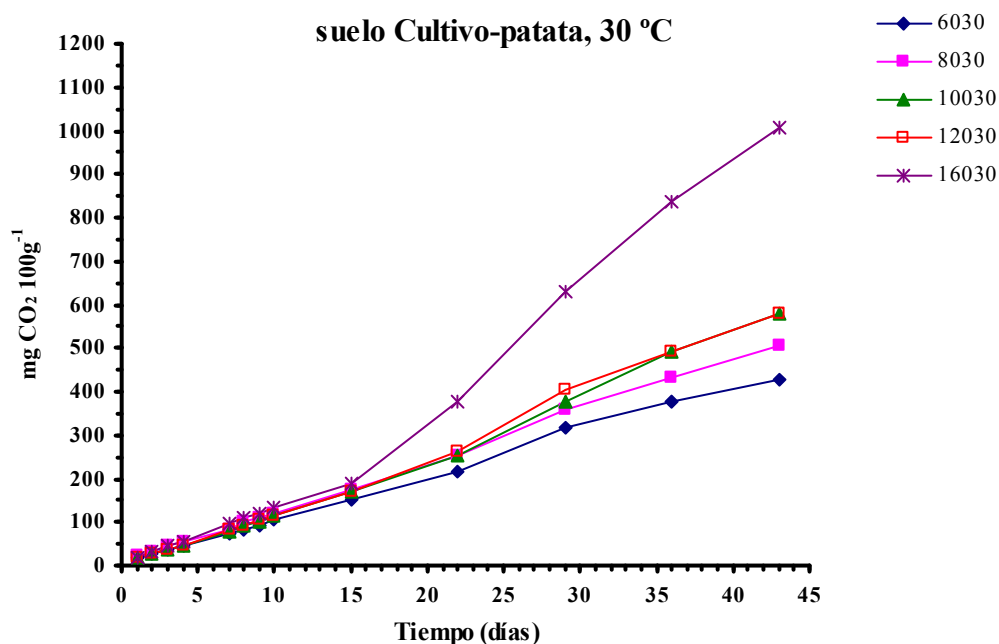


Figura 5.33.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Cultivo-patata incubado a 30 °C y con diferentes niveles de humedad.

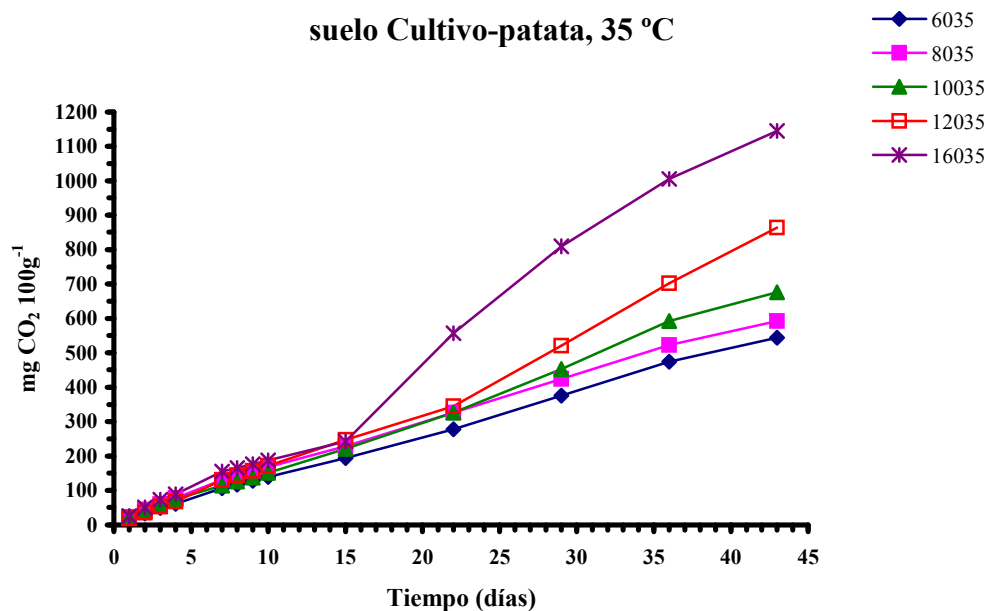


Figura 5.34.- Emisión de CO₂ acumulada (mg de CO₂ 100 g⁻¹) obtenida a lo largo de la incubación para el suelo Cultivo-patata incubado a 35 °C y con diferentes niveles de humedad.

En la figura 5.34, se puede seguir la evolución de la emisión de CO₂ de todas las muestras, a lo largo de la incubación. En ella se puede observar, que con gran diferencia con respecto a las demás, la muestra que emite mayor cantidad de CO₂ es la más húmeda,

la 16035. También se pueden determinar los cambios en el ritmo de emisión de las distintas muestras, que se producen en los días: 4, 7, 10, 15, 22, 29 y 36, como consecuencia de los cambios que se producen en la actividad respiratoria.

5.2.3.3. Influencia de la humedad en la emisión de CO₂

En la figura 5.35 en la gráfica de 10 °C, si bien se pone en evidencia que la humedad favorece la emisión, es evidente también que, prácticamente, no hay diferencias entre los valores de emisión de las muestras con diferentes grados de humedad.

Al representar la emisión de CO₂ frente a los porcentajes de humedad a la temperatura de 15 °C (Figura 5.35), se pone de manifiesto, que, en general, la influencia del contenido en agua es positiva en la emisión, aunque hay excepciones, como la muestra con el 80% de humedad que emite menos CO₂ que la muestra con el 60% de humedad.

Sin embargo, la gráfica de 25 °C de la figura 5.35 indica que a esta temperatura, prácticamente no hay influencia del grado de humectación del suelo en la emisión total de CO₂.

En el caso de la incubación realizada a 30 °C, en relación a la influencia de la humedad en la emisión de CO₂ a esta temperatura (Figura 5.35), cabe decir que es positiva a medida que los porcentajes de humedad se acercan a la capacidad de campo, neutra cuando ésta se sobrepasa ligeramente (menos de un 50%), dicho valor y para un porcentaje de humedad del 160% de la capacidad de campo, la emisión de CO₂ se dispara, ya que prácticamente dobla la emisión obtenida a la capacidad de campo.

Del mismo modo, la influencia de la humedad en la emisión de CO₂ es positiva cuando la temperatura de incubación es de 35 °C, lo que se pone en evidencia al confrontar ambos parámetros, como se puede comprobar en la gráfica de 35 °C de la figura 5.35.

5.2.4. Estudio comparado de los tres suelos

En los tres suelos las cantidades absolutas de CO₂ emitido aumentaron con el tiempo y la temperatura de incubación. Sin embargo manifiestan un comportamiento diferenciado en relación a la influencia de la humedad del suelo, ya que al comparar las cantidades mínimas y máximas emitidas por los tres suelos, al finalizar el período de incubación para cada temperatura (Tabla 5.8) resulta que:

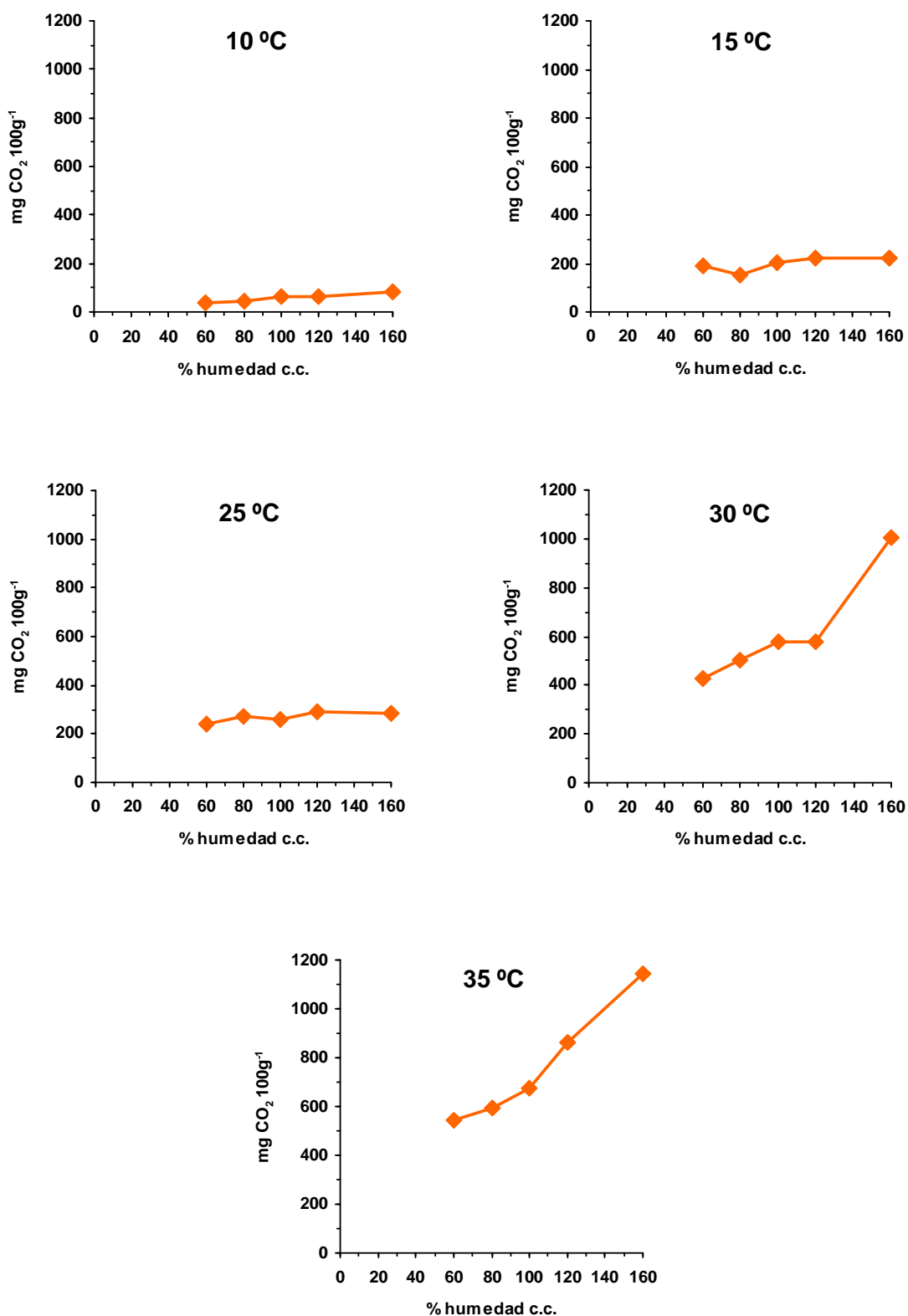


Figura 5.35.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ (42 días de incubación), a las distintas temperaturas.

- En el *suelo Robledal* las muestras que menos CO₂ emiten son las más secas (39% c.c.) y las que más emiten son las humectadas a capacidad de campo (100% c.c.).
- En el *suelo Prado* las muestras al 160% c.c. son las que más emiten sea cual sea la temperatura de incubación, pero en relación a las que emiten menos varía el grado de humectación en función de la temperatura, de tal modo que son las más secas para temperaturas inferiores a 25 °C y las de 65% c.c. para temperaturas superiores a 25 °C.
- En el *suelo Cultivo-patata* la menor emisión se produce en las muestras menos húmedas, excepto a 15 °C y las que más emiten son las encharcadas, predominando las de 160% c.c.

Tabla 5.8.- Porcentajes de humedad para cada temperatura a los que se producen las cantidades absolutas mínimas y máximas de CO₂ emitido después de 42/43 días de incubación en los tres suelos.

T (°C)	Suelo Robledal		Suelo Prado		Suelo Cultivo-patata	
	%Hc.c. de < Emisión	%Hc.c. de > Emisión	%Hc.c. de < Emisión	%Hc.c. de > Emisión	%Hc.c. de < Emisión	%Hc.c. de > Emisión
10	39	65 y 100	40	160	60	160
15	39	100	40	160	80	120 y 160
20	39	100	40	160	--	---
25	39	100	--	---	60	120 y 160
30	39	100	65	160	60	160
35	39	100	65	160	60	160

Por tanto, en el suelo de robledal la sobresaturación produce un efecto inhibitorio de la emisión de CO₂ mientras que en los suelos de prado y de cultivo se favorece dicha emisión. Además se podría generalizar, que en los tres suelos los contenidos en humedad bajos determinan que las cantidades absolutas emitidas sean bajas, salvo en el suelo de prado a temperaturas de 30 y 35 °C.

Del análisis del conjunto de los valores experimentales obtenidos se puede extraer que la cantidad de 2.879 mg de CO₂ 100 gr⁻¹ de suelo constituye la mayor emisión absoluta producida en la totalidad de este estudio (Tabla 5.9); dicha emisión corresponde a muestras del suelo de prado humectadas al 160% c.c. e incubadas durante 43 días a 35 °C. La cantidad máxima emitida por el suelo Robledal es de 1.332 mg de CO₂ 100 gr⁻¹ de suelo cuando está a capacidad de campo (100% c.c.), incubado a 35 °C durante 42 días, (es 2 veces menor que la de prado); no obstante hay que indicar que por encima de esta cantidad están las emisiones de todas las muestras del suelo Prado de cualquier grado de humedad a 35 °C y la de 160% c.c. a 30 °C, para el mismo tiempo de incubación. En el suelo Cultivo-patata la cantidad máxima emitida es 1.145 mg de CO₂ 100 gr⁻¹ de suelo, (es 2,5 veces inferior a la de prado), por encima de este valor están las emisiones de las muestras de Robledal incubadas a 35 °C excepto las que tienen un 39% c.c. y todas las de Prado

reseñadas anteriormente más los de las muestras de 160% c.c. incubadas a 20 °C. En consecuencia, se podría decir que después de 43 días de incubación, la máxima emisión del suelo Cultivo-patata es equivalente a la emisión del suelo Prado a capacidad de campo incubado a 30 °C durante el mismo tiempo y a la de Robledal al 80% c.c. a 35 °C después de 39 días de incubación.

Si se realiza el análisis de las cantidades mínimas de CO₂ emitido al finalizar la incubación (Tabla 5.9) se comprueba, que los 37 mg de CO₂ 100 gr⁻¹ de suelo emitidos por las muestras del suelo Cultivo-patata al 60% c.c. incubadas a 10 °C, constituyen el valor mínimo de emisión. Las cantidades mínimas emitidas por los suelos Robledal y Prado son muy similares (95 y 96 mg de CO₂ 100 gr⁻¹ de suelo, respectivamente; prácticamente triplican la emisión del suelo Cultivo-patata), que tienen lugar, al igual que en el suelo de cultivo-patata, en las condiciones más secas (39 y 40% c.c., respectivamente) y a 10 °C; no obstante todas las muestras del suelo Cultivo-patata incubadas a 10 °C e independientemente de su grado de humedad, emiten menos cantidad de CO₂ que las cantidades mínimas reseñadas para los suelos Robledal y Prado.

Tabla 5.9. - Cantidades absolutas máximas y mínimas de CO₂ emitido por los suelos después de 43/42 días de incubación

Emisión de CO ₂	Suelo Prado		Suelo Robledal		Suelo Cultivo-patata	
	mg CO ₂ /100 g suelo	Nº muestra	mg CO ₂ /100 g suelo	Nº muestra	mg CO ₂ /100 g suelo	Nº muestra
Máxima	2.879	16035	1.332	10035	1.145	16035
Mínima	96	4010	95	3910	37	6010

5.3. Estudio detallado de la influencia de la humedad en la respiración de los suelos

El suelo, como medio vital, ha de contener agua disponible para los seres vivos que habitan en él, ya que la disponibilidad de agua, o en términos físicos la *actividad de agua*, determina el crecimiento de los microorganismos. La mayoría de los microorganismos son incapaces de desarrollarse en medios con actividad de agua muy baja, de forma que en estos medios los microorganismos mueren o pasan a estado de latencia puesto que se deshidratan, salvo que sean capaces de sintetizar solutos compatibles que eviten o contrarresten la tendencia a salir el agua de la célula.

No obstante, se debe tener en cuenta que el poder disponer de agua por parte de los organismos edáficos no depende sólo de la humedad o sequedad que pueda tener el suelo, es decir, de su contenido en agua, sino que depende también de la concentración de solutos (sales, azúcares,...) que tienen afinidad por el agua, reteniéndola de tal forma que deja de estar disponible para los seres vivos, lo que repercutiría en las cantidades de CO₂ emitidas. Esta característica puede ser importante en este estudio ya que la temperatura modifica la solubilidad de las sustancias químicas. También se ha de tener presente que a niveles de sobresaturación, existe el problema de la difusión del oxígeno que, como es lógico, se ve reflejado en las cantidades de CO₂ emitidas; en este trabajo, más adelante, se dedica un apartado al análisis de la respiración en condiciones de sobresaturación o anaeróbicas.

En el apartado anterior, en los comentarios realizados para cada temperatura de incubación, se ha observado que el contenido en humedad en el suelo es importante en la emisión total de CO₂, es decir, en la respiración de los suelos y, consecuentemente en la descomposición de la materia orgánica (Davidson et al., 2006).

En este apartado se aborda el estudio de la influencia de los distintos niveles de humedad de los suelos a lo largo del período de incubación, puesto que el análisis realizado sobre la variación de la emisión total en función del grado de humedad, no proporciona información de cómo es dicha influencia a medida que transcurre la incubación, esto es, de si el grado de humectación es más o menos importante en los días iniciales, intermedios o finales del período de incubación, en la respiración de los suelos. Con este objetivo se seleccionan los tiempos de 7 y 14 días además del referente de final de incubación (42 ó 43 días), para todas las temperaturas y los tres suelos para los que se indica a continuación la repercusión en la actividad biológica de los microorganismos edáficos de los diferentes grados de humectación utilizados.

5.3.1. Suelo Robledal

5.3.1.1. A períodos cortos de incubación (7 días)

Al representar gráficamente (Figura 5.36) los datos de emisión acumulada de CO₂ correspondiente a los primeros 7 días de incubación que constan en la tabla 5.3, se puede observar que para las temperaturas de 15, 20, 25 y 30 °C la respiración o emisión de CO₂ aumenta a medida que el contenido en humedad de las muestras se incrementa hasta el límite de capacidad de campo (c.c.). Para la temperatura de 35 °C la influencia de la humedad es menor, una vez que se sobrepasa el nivel hídrico del 39% c.c., ya que los valores acumulados de CO₂ varían muy poco entre las muestras que tienen niveles de humectación del 65, 80 ó 100% c.c. Al sobrepasar el valor 100% de humedad o de capacidad de campo, se produce un efecto inhibitorio del proceso respiratorio, sobre todo en las muestras incubadas a 25, 30 y 35 °C.

Un comportamiento diferente se pone de manifiesto en las muestras incubadas a 10 °C. En este caso, si bien el ligero aumento de la humedad (de un 39% a un 65% c.c.) favorece la respiración, no sucede lo mismo con los sucesivos incrementos del contenido en agua de las muestras pues al 80% c.c. de humedad se produce una disminución de las emisiones de CO₂ y una mayor disponibilidad de agua no afecta a dichas emisiones. Asimismo, se constata que las muestras incubadas a 15 y a 20 °C con un contenido en humedad superior a la de capacidad de campo son, también, indiferentes al incremento de humedad.

En consecuencia se puede decir que la influencia de la humedad, en períodos de tiempo cortos es más relevante para temperaturas de incubación superiores a los 20 °C, como en este caso son: 25, 30 y 35 °C, que para las temperaturas inferiores a este valor.

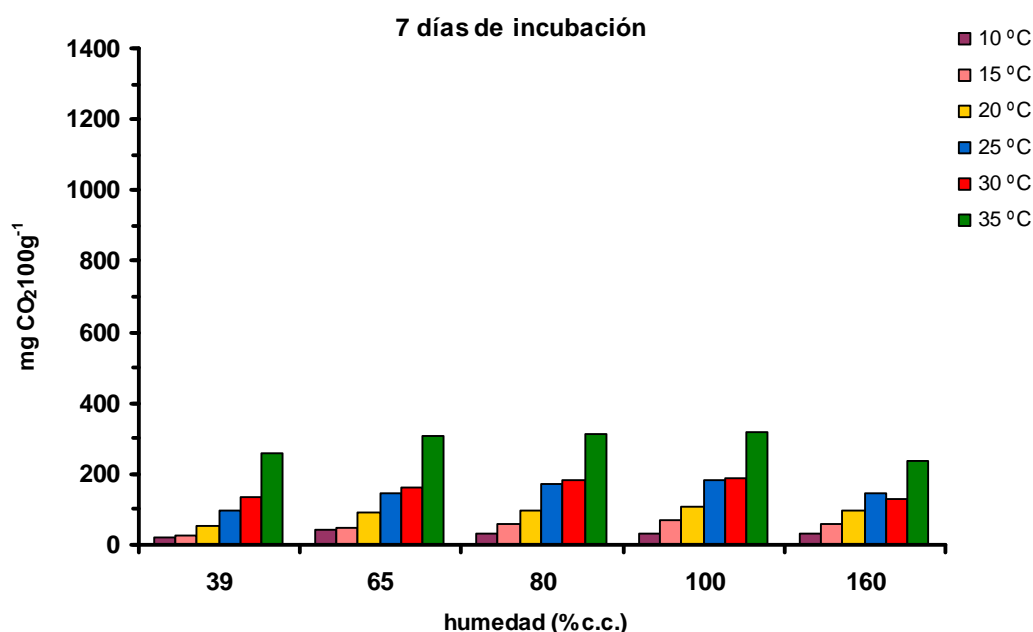


Figura 5.36 .- Suelo Robledal: influencia de la humedad, para las distintas temperaturas, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 7 días de incubación.

5.3.1.2. A las dos semanas de incubación

Básicamente, para los 14 días primeros de incubación, se repiten las mismas tendencias en la emisión de CO₂ acumulado durante este tiempo, que se han descrito para una semana de incubación. No obstante, cabe comentar que se definen tres pautas en el comportamiento de las muestras del suelo (Figura 5.37), que están determinadas por el régimen térmico:

- muestras incubadas a 10 °C. En ellas la emisión acumulada de CO₂ disminuye cuando el contenido en agua del suelo es bajo, esto es, del 39% c.c. sin embargo, para los demás niveles de humectación del suelo se observa que las cantidades acumuladas de CO₂ emitido son muy similares.
- muestras incubadas a 15, 20, 25 y 30 °C. Para estas muestras se observa que a medida que aumenta el contenido de humedad del suelo, hasta alcanzar la saturación, aumenta la cantidad acumulada de CO₂ emitido y cuando el nivel de humectación es el 160% c.c. dicha cantidad disminuye. En la figura 5.37 se puede observar que la evolución de las muestras incubadas a las temperaturas de 25 y 30 °C es muy similar para los diferentes niveles de humedad.

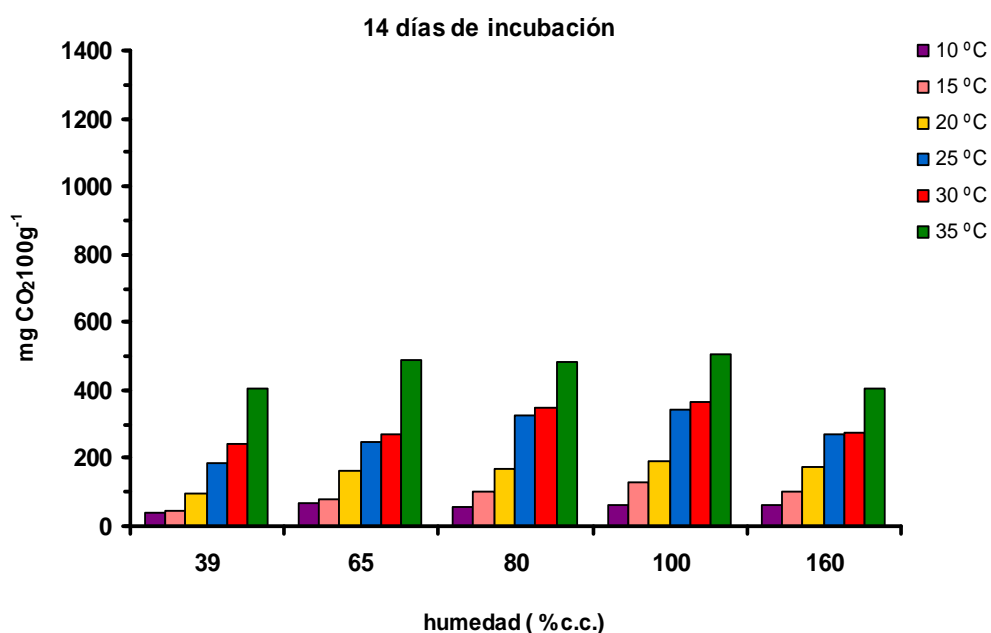


Figura 5.37 .- Suelo Robledal: influencia de la humedad, para las distintas temperaturas, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 14 días de incubación.

- c) muestras incubadas a 35 °C. En este caso, las muestras con grados de humectación extremos, 39 y 160% c.c. tienen un valor acumulado de CO₂ semejante y son las que menos cantidad llevan emitida hasta este día 14 de incubación. Los niveles de humedad restantes (65, 80 y 100% c.c.) emiten más CO₂ que las dos anteriores, pero entre ellas, prácticamente no hay diferencias en la cantidad de CO₂ emitido.

5.3.1.3. A períodos largos de incubación (42 días)

Como se observa en la figura 5.38, los datos de respiración a este tiempo de incubación en general, confirman las tendencias iniciales para las temperaturas superiores a 20 °C, esto es, que las cantidades acumuladas de CO₂ emitido después de 42 días de incubación aumentan al aumentar el contenido en agua del suelo hasta capacidad de campo y disminuyen cuando el suelo está sobresaturado a 160% c.c. Sin embargo, en los casos de las muestras con contenidos de humedad superiores al 100% c.c. e incubadas a 20 y a 15 °C, varían sus respuestas, en relación a las que tenían en los primeros momentos de la incubación, dejando de ser indiferentes para manifestar el efecto de ralentización de la respiración al igual que sucede para las muestras incubadas a temperaturas superiores. En cuanto a las muestras incubadas a 10 °C no se observa variación del comportamiento manifestado a la primera semana incubación.

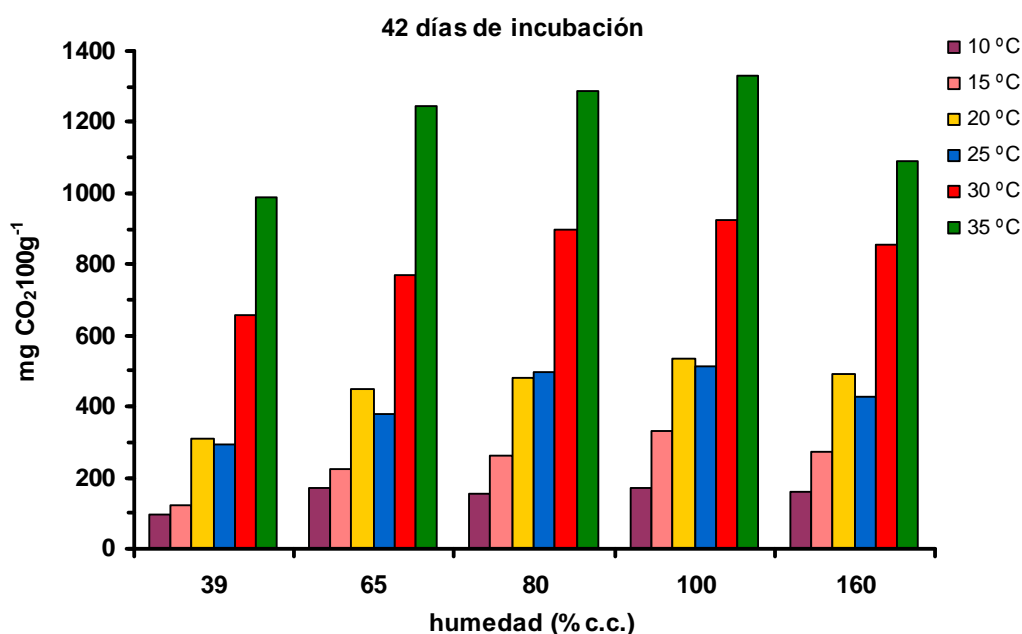


Figura 5.38 .- Suelo Robledal: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 42 días de incubación, a las distintas temperaturas.

En cuanto a las muestras incubadas a 10 °C no se observa variación del comportamiento manifestado después de la primera semana incubación.

En resumen teniendo en cuenta todo lo expuesto anteriormente se puede decir que:

- Las muestras del suelo Robledal incubadas a temperaturas superiores a 20 °C incrementan su actividad respiratoria a medida que aumenta su contenido en agua hasta llegar al límite de su capacidad de campo. Sin embargo cuando el contenido en humedad es superior a dicho valor (100% c.c.), el efecto de la humedad es el contrario, es decir se produce inhibición respiratoria.
- Las muestras incubadas a 15 y a 20 °C, esto es a temperaturas intermedias, tardan más en responder al incremento del contenido en agua pero con el tiempo responden de igual forma que las muestras incubadas a temperaturas superiores. Es decir, su respuesta a lo largo del tiempo es la misma que la de estos últimos: incrementan su actividad respiratoria a medida que aumenta su contenido en agua hasta llegar a capacidad de campo.
- Las muestras incubadas a 10 °C no se ven afectadas por los cambios de humedad del suelo, por lo que el factor térmico es el principal determinante de la actividad respiratoria.

5.3.2. Suelo Prado

5.3.2.1. A períodos cortos de incubación (7 días)

Los datos mostrados en la tabla 5.5 y en la figura 5.39 indican que, en general, la actividad respiratoria se ve favorecida con el incremento de la humedad del suelo. Sin embargo, para las temperaturas de 20 y 35 °C se pone de manifiesto que, por encima de la capacidad de campo, se produce, al igual que en el suelo Robledal, inhibición respiratoria. En las demás muestras con este nivel de humedad (160% c.c.) las muestras incubadas a 10 y 30 °C mantienen la actividad respiratoria manifestada a capacidad de campo y, al contrario de las demás, la de 15 °C aumenta ligeramente su respiración.

5.3.2.2. A las dos semanas de incubación

Por lo que se puede observar en la figura 5.40, a las dos semanas de incubación se manifiestan las mismas tendencias que en la figura 5.39, la cual refleja la evolución de las muestras después de una semana de incubación.

De forma similar a la primera semana, a los 15 días de incubación no se observan prácticamente diferencias entre los valores de emisión acumulada de CO₂ de las muestras menos húmedas (40 y 65% c.c.) incubadas a 10 y 15 °C. En las muestras con nivel de humedad 160% c.c. se puede ver una tendencia a aumentar la actividad en las muestras de 10, 15 y 30 °C, mientras que la muestra incubada a 20 °C mantiene la actividad respiratoria manifestada a capacidad de campo y la muestra incubada a 35 °C disminuye su respiración.

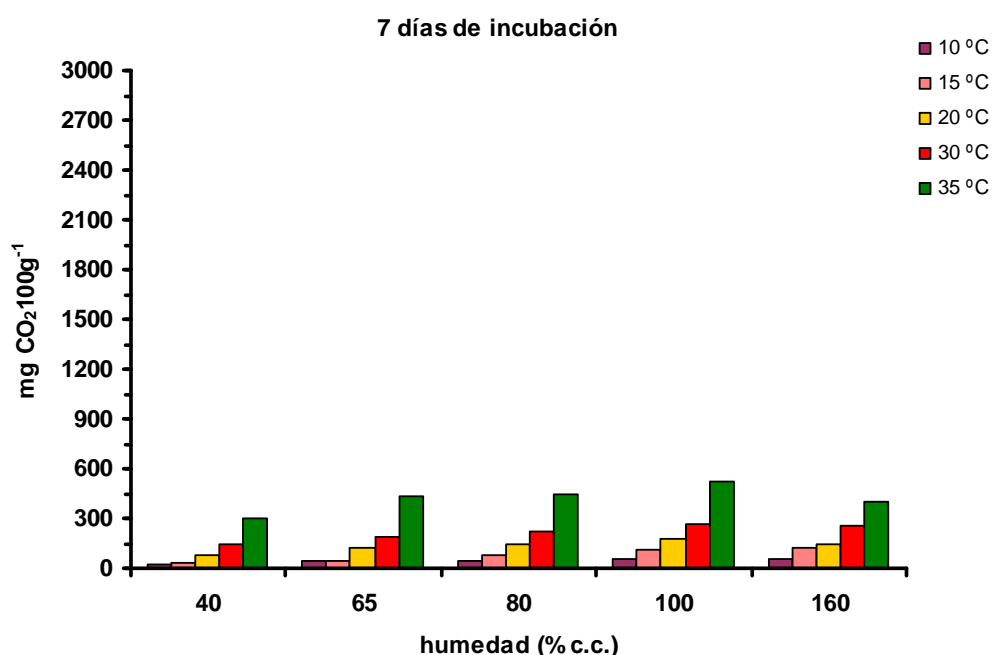


Figura 5.39.- Suelo Prado: influencia de la humedad, para las distintas temperaturas, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 7 días de incubación.

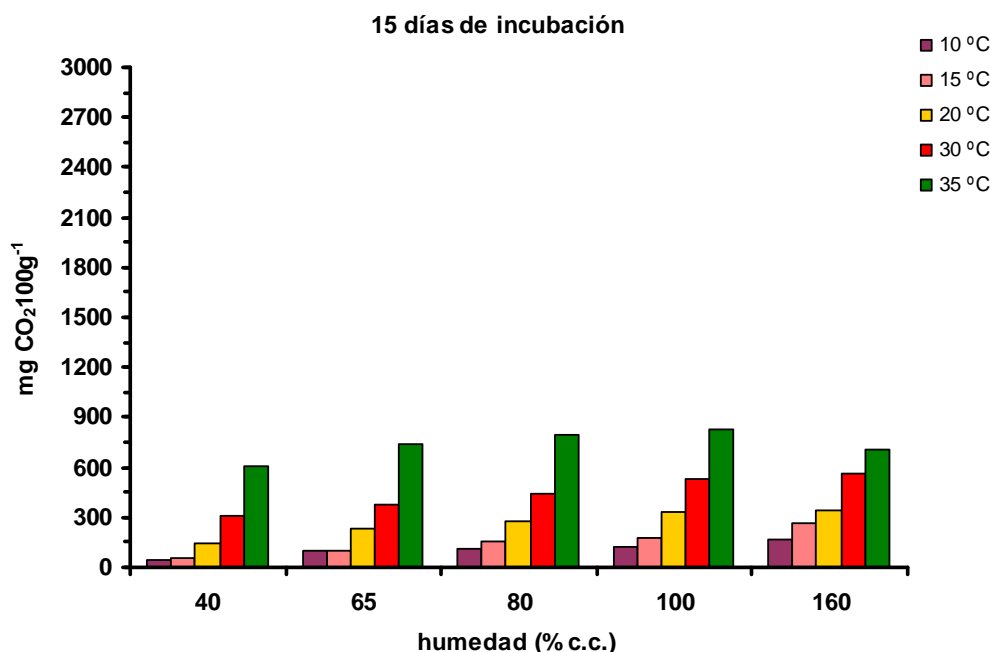


Figura 5.40.- Suelo Prado: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 15 días de incubación, a las distintas temperaturas.

5.3.2.3. A períodos largos de incubación (43 días)

Los resultados que se obtienen al final de la incubación ponen de manifiesto que los efectos de la humedad sobre la respiración del suelo evolucionan a lo largo del tiempo y llegan a ser contrarios a los detectados en principio (Figura 5.41). Así, la inhibición respiratoria observada en las muestras con más del 100% c.c. de humedad e incubadas a 35 °C se ha transformado en una activación de la misma al cabo de 43 días.

Sin embargo, se observa que existe una disminución en la emisión de CO₂ cuando el contenido en humedad pasa del 40% al 65% en las muestras incubadas a temperaturas superiores a 25 °C, mientras que si la incubación transcurre a temperaturas más bajas no se produce tal efecto sino el contrario, siendo las muestras incubadas a 10 °C las que experimentan el mayor incremento de su respiración.

A modo de resumen se puede decir que:

- El aumento de humedad en las muestras del suelo Prado, favorece la emisión de CO₂ a lo largo del tiempo, siendo este efecto muy notorio a las temperaturas más elevadas de este estudio (30 y 35 °C) y a contenidos de humedad superiores al 100% c.c.

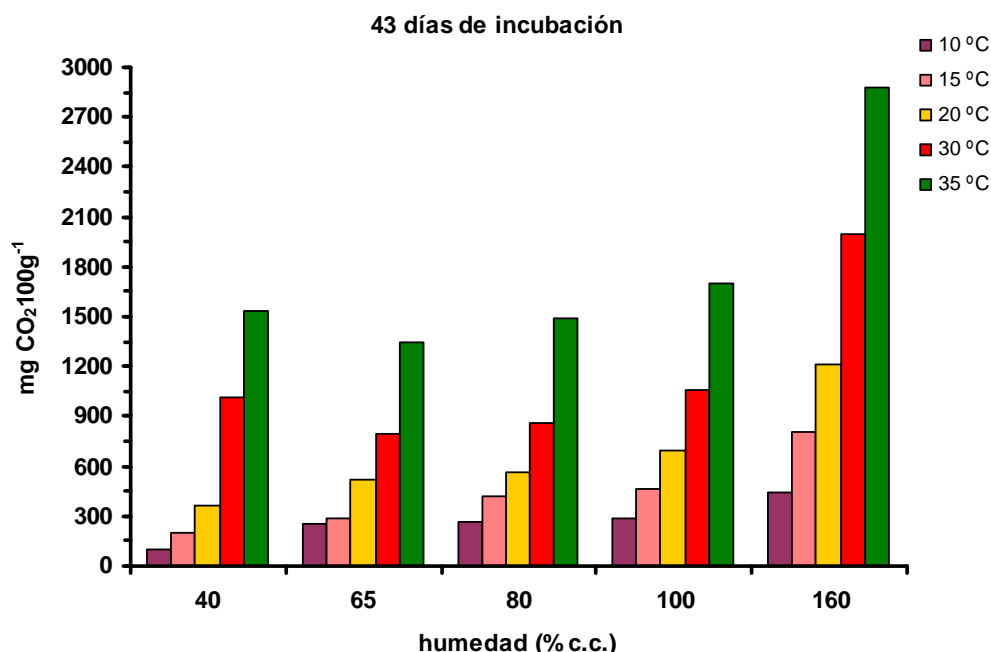


Figura 5.41.- Suelo Prado: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 43 días de incubación, a las distintas temperaturas.

5.3.3. Suelo Cultivo-patata

5.3.3.1. A períodos cortos de incubación: (7 días).

Por los resultados obtenidos (Tabla 5.7), cabe decir que la humedad apenas influye en la respiración de las distintas muestras de suelo, aunque como se puede observar la muestra con un porcentaje de humedad del 160% de la capacidad de campo, incubada a la temperatura más elevada (35 °C), es la que ha emitido mayor cantidad de CO₂ a lo largo de estos siete días (Figura 5.42).

Llama la atención el comportamiento de la muestra incubada a 10 °C, la cual manifiesta una leve actividad respiratoria cuando los contenidos en humedad son del 100 y 120% de la capacidad de campo. Para el resto de los niveles de humectación del suelo, la emisión de CO₂ durante este tiempo de incubación es prácticamente inexistente. Asimismo, cuando el nivel de humedad del suelo es inferior o igual al de capacidad de campo, no existen diferencias entre las cantidades de CO₂ emitidas por las muestras incubadas a 15 y 25 °C. También, se puede observar que a niveles de sobresaturación (120 y 160% c.c.), la muestra incubada a 25 °C es la que disminuye su emisión, mientras que la aumentan las de 30 y 35 °C.

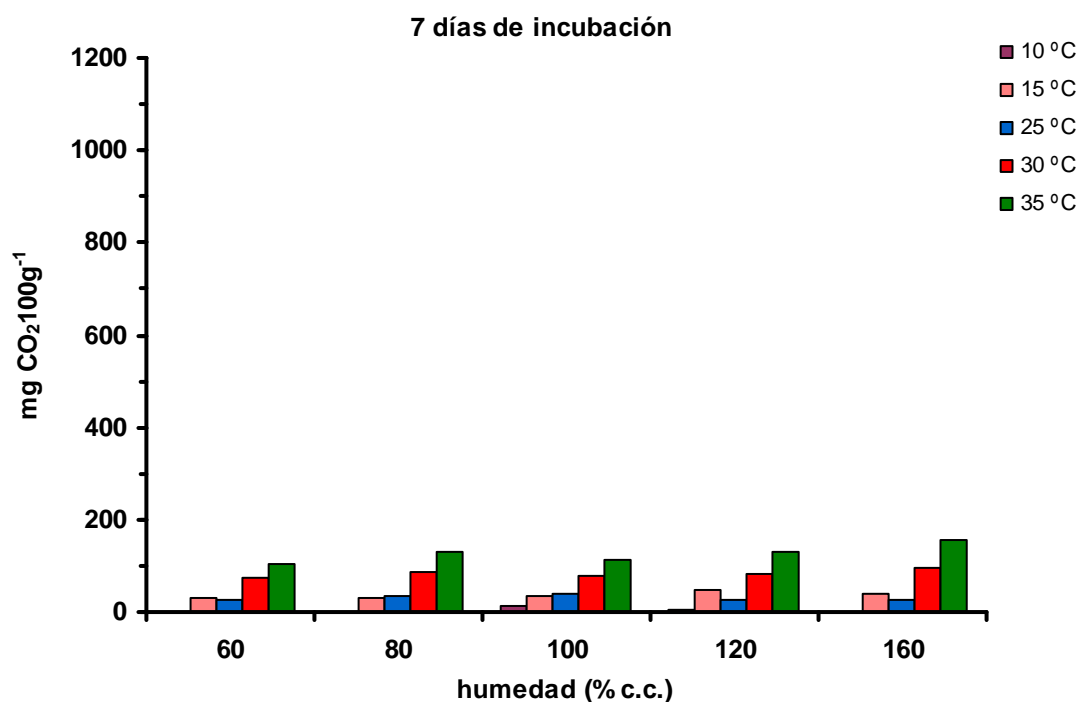


Figura 5.42.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 7 días de incubación, a las distintas temperaturas.

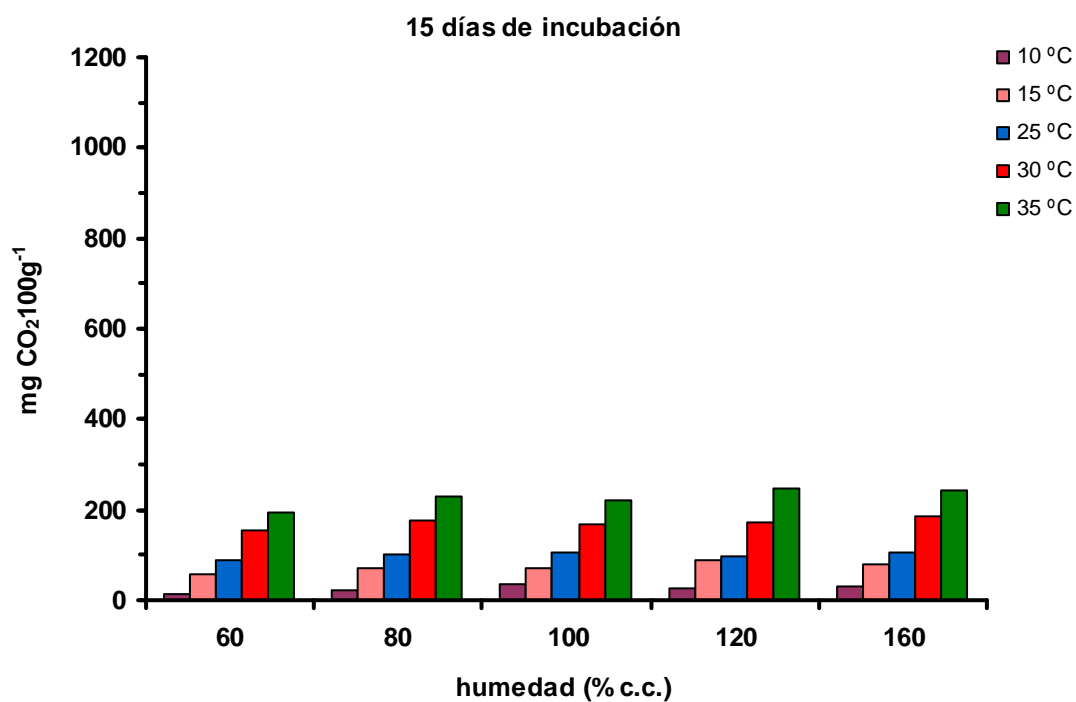


Figura 5.43.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 15 días de incubación, a las distintas temperaturas.

5.3.3.2. A las dos semanas de incubación

La figura 5.43 refleja que todas las muestras emiten CO_2 con un comportamiento similar al manifestado después de una semana de incubación.

Se puede indicar que la tendencia a aumentar la emisión de gas CO_2 en función de contenidos crecientes de humedad se observa no sólo en las muestras incubadas a 30 y 35 °C, sino que ahora también en las de 25, 20 y 10 °C, aunque esta la mantiene constante a partir del 100% de capacidad de campo.

5.3.3.3. A períodos largos de incubación (43 días)

En base al estudio de los datos obtenidos, se puede decir que la combinación de temperaturas altas, tiempo y contenidos en humedad superiores al 100% c.c., determina un cambio en el comportamiento de las muestras, ya que incrementan notablemente sus emisiones de CO_2 , tal como se puede observar en la figura 5.44 en las muestras incubadas a 30 y 35 °C y con niveles de humedad superiores al de capacidad de campo, en relación con las demás muestras. En las muestras incubadas a 10 °C, la emisión de CO_2 no se ve modificada por los distintos contenidos de humedad del suelo. Asimismo, las muestras incubadas a 25 °C apenas acusan el efecto de la humedad en sus emisiones.

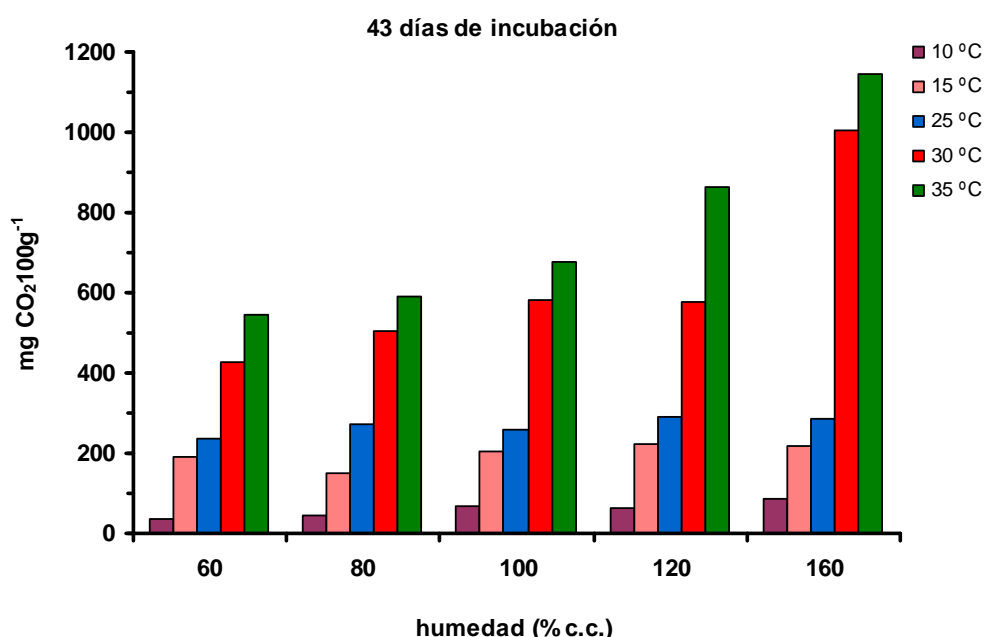


Figura 5.44.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la humedad sobre la emisión acumulada de CO_2 a los 15 días de incubación, a las distintas temperaturas.

Las muestras sometidas a las temperaturas de 15 y 20 °C presentan variaciones negativas cuando el contenido en humedad del suelo es inferior al 100% c.c. No obstante, las muestras incubadas a 20 °C y con un porcentaje de humedad superior al 100% c.c., van aumentando la emisión de CO_2 a medida que lo hace la humedad, mientras que las

incubadas a 15 °C presentan una inhibición muy ligera en la emisión, con el incremento de humedad.

Se puede concluir que, en el caso de las muestras del suelo Cultivo-patata, la actividad respiratoria está favorecida por contenidos en humedad superiores a la capacidad de campo, pero sólo cuando están sometidas a temperaturas cálidas y después de que haya transcurrido un cierto período de tiempo.

5.4. Estudio detallado de la influencia de la temperatura en la respiración de los suelos.

5.4.1. Introducción

Uno de los factores del medio que tiene mayor relevancia sobre el crecimiento y la supervivencia de los microorganismos edáficos, es la temperatura. Así, a medida que se eleva la temperatura se aceleran las reacciones químicas y enzimáticas, por lo que el crecimiento y el metabolismo de la biomasa serán más rápidos. Sin embargo, algunas proteínas, por encima de una determinada temperatura, pueden sufrir modificaciones irreversibles, lo que conlleva la pérdida de su función específica. En consecuencia, para evitar la desnaturalización irreversible, cuando se alcanza el nivel térmico que puede implicar dicho fenómeno, se activan reacciones celulares de inactivación, no siendo posible el crecimiento por encima de dicho nivel.

Cada organismo, por lo regular, se caracteriza por poseer tres temperaturas fundamentales (*temperaturas cardinales*) que regulan su crecimiento: mínima, óptima y máxima, pudiendo existir para la mayoría de los microorganismos una diferencia entre la temperatura máxima y mínima de 30 °C. Cuando la célula está sometida a su temperatura mínima corre el riesgo de que la membrana se gelifique dando lugar a un transporte muy lento de las sustancias, por lo que su crecimiento será muy lento o no crecerá. Sin embargo, cuando la temperatura del medio es su temperatura óptima, crecerá de forma rápida ya que las reacciones enzimáticas sufren una aceleración constante. Cuando la temperatura es máxima, además de la desnaturalización e inactivación proteica, se puede producir la alteración de la membrana y la lisis térmica. Estas temperaturas pueden ser modificadas por otros factores del medio, de forma particular por la composición del mismo.

Teniendo en cuenta la clasificación de los microorganismos en función de su temperatura óptima y los niveles de temperatura seleccionados para este estudio, cabe decir que los organismos *mesófilos* y algunos *psicrófilos* podrían disponer de las temperaturas óptimas para su desarrollo, en detrimento de todos los demás. No obstante, con ello no se quiere decir que la biodiversidad y la evolución de la biomasa sean igual para los tres suelos, puesto que su composición es distinta y ello influye, entre otros parámetros, en la

determinación de las temperaturas cardinales. Además hay que tener presente el rango térmico de 30 °C entre los extremos de dichas temperaturas.

A continuación se procede a comentar los resultados experimentales obtenidos en relación a las cantidades acumuladas de CO₂ en función de la temperatura de incubación a los tiempos de 7, 28 ó 29 y 43 días, para los tres suelos seleccionados. La selección de estos tiempos control se llevó a cabo después de realizar un análisis previo de los resultados obtenidos, al ir aumentando de 7 en 7 días el tiempo de incubación, esto es, a los 7, 15, 22, 28 ó 29, 36 y 43 días. Este análisis previo puso en evidencia que el efecto de la temperatura sobre las cantidades de CO₂ acumulado a lo largo del tiempo de incubación, se manifestaba de forma más clara a los momentos de 7, 28 ó 29 y 43 días, por lo que se consideró que eran los idóneos para realizar un estudio más detallado concerniente al objetivo planteado.

5.4.2. Suelo Robledal

5.4.2.1. A los 7 días de incubación

Al aumentar la temperatura de incubación aumenta la cantidad de CO₂ emitido para cualquiera de los porcentajes de humedad contenidos por el suelo, de tal forma que a la temperatura de 35 °C se producen los máximos de las cantidades emitidas (Figura 5.45).

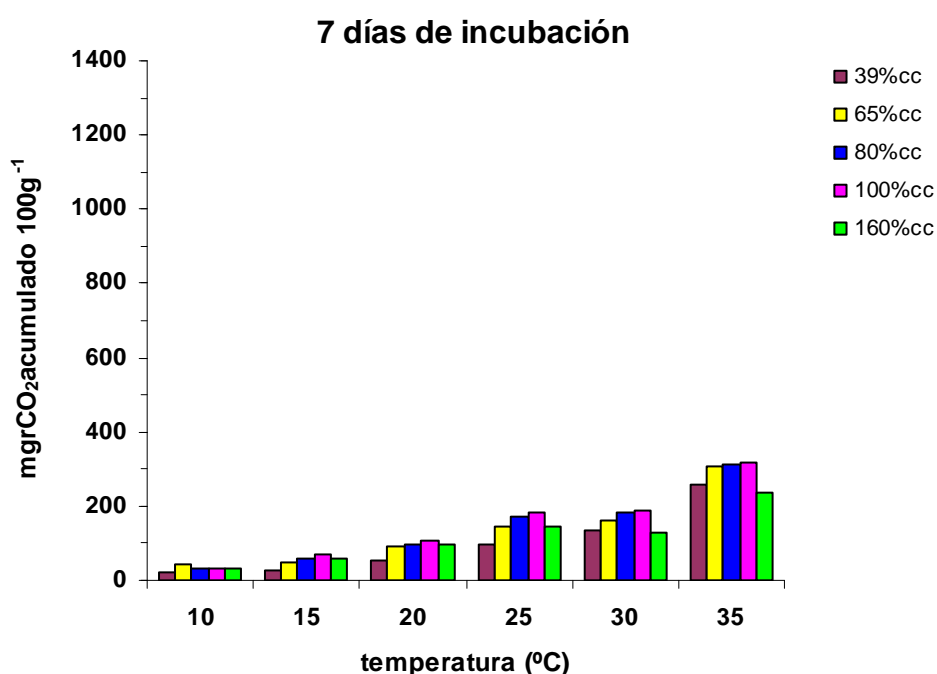


Figura 5.45.- Suelo Robledal: influencia de la temperatura, para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 7 días de incubación.

Además, para todas las temperaturas, teniendo en consideración los porcentajes de humedad, se puede observar que cuando las muestras están a capacidad de campo es cuando se obtuvieron los máximos desprendimientos de CO₂, salvo a la temperatura de 10 °C que se obtuvo al 65% c.c.

Las muestras que más respiraron, 317 mg de CO₂ 100 g⁻¹, al cabo de los 7 días de incubación, fueron las de 100% c.c. a 35 °C. De ello se podría inferir que a 35 °C durante este período de incubación en los suelos sobresaturados de humedad, los procesos respiratorios sufren algún tipo de inhibición, ya que acumularon sólo 238 mg de CO₂ 100 g⁻¹, siendo la cantidad menor en relación con las emitidas por todas las demás muestras con humedades hasta el 100% c.c. Sin embargo, se puede observar que las diferencias de emisión entre las muestras humectadas al 80 y 65% c.c. son pequeñas y que alcanzan niveles de emisión muy próximos a los de la muestra humectada a capacidad de campo (Figura 5.45).

A 30 °C, básicamente, se repite el comportamiento comentado para la temperatura de 35 °C. Sin embargo, a temperaturas inferiores a los 30 °C, esto es, a 25, 20, 15 y 10 °C la muestra que menos CO₂ emitió, en la primera semana de incubación, fue la humectada al 39% c.c., aunque para casi todas estas temperaturas las muestras sobresaturadas (160% c.c.) siempre emitieron menos que las saturadas (100% c.c.), con excepción de la incubada a 10 °C en la que las cantidades de CO₂ emitidas son similares.

La mayor estimulación de la actividad biológica se produjo en todas las muestras al incrementarse la temperatura de 30 a 35 °C, siendo en las muestras con humedad del 65% c.c. donde la diferencia entre las cantidades acumuladas a ambas temperaturas fue mayor, 144 mg de CO₂ 100 g⁻¹ (Figura 5.45).

5.4.2.2. A los 28 días de incubación

Después de este tiempo de incubación, 28 días, al aumentar la temperatura de incubación el desprendimiento de CO₂ de las muestras con igual contenido de humedad siguió aumentando, por lo que a 35 °C se registraron las mayores cantidades acumuladas de CO₂. Los máximos de emisión para las temperaturas de 10 y 35 °C se obtuvieron en las muestras a 65% c.c. y para el resto de las temperaturas, en las muestras humectadas a capacidad de campo. La cantidad máxima de CO₂ acumulada fue 874 mg 100 g⁻¹ en la muestra humectada a 65% c.c. e incubada a 35 °C. Por otra parte, para todas las temperaturas, las muestras que proporcionaron los valores más bajos fueron las más secas o muestras con un nivel de humedad del 39% c.c. (Figura 5.46).

Al igual que a los 7 días de incubación, la actividad biológica sufrió mayor activación a la temperatura de 35 °C, siendo las muestras a 65% c.c. las que manifestaron un mayor incremento, de tal manera que la diferencia, en relación al CO₂ emitido, con la muestra de igual humedad incubada a la temperatura de 30 °C, fue de 350 mg de CO₂ acumulado 100 g⁻¹, mientras que las muestras que manifestaron un incremento menor

fueron las humectadas a 160% c.c., siendo su diferencia en relación con las de 30 °C de 171 mg de CO₂ 100g⁻¹.

5.4.2.3. A los 42 días de incubación

Los datos mostrados en la figura 5.47 ponen de manifiesto que, una vez más, el incremento de la temperatura de incubación produce un aumento de la respiración del suelo, a todos los valores de humedad del mismo. No obstante, si se tiene en cuenta la variable humedad, se observa que la muestra de suelo a capacidad de campo (100% c.c.), manifiesta un aumento de la respiración proporcional a la variable térmica, siempre y cuando la temperatura oscile en el intervalo de 10 °C a 30 °C.

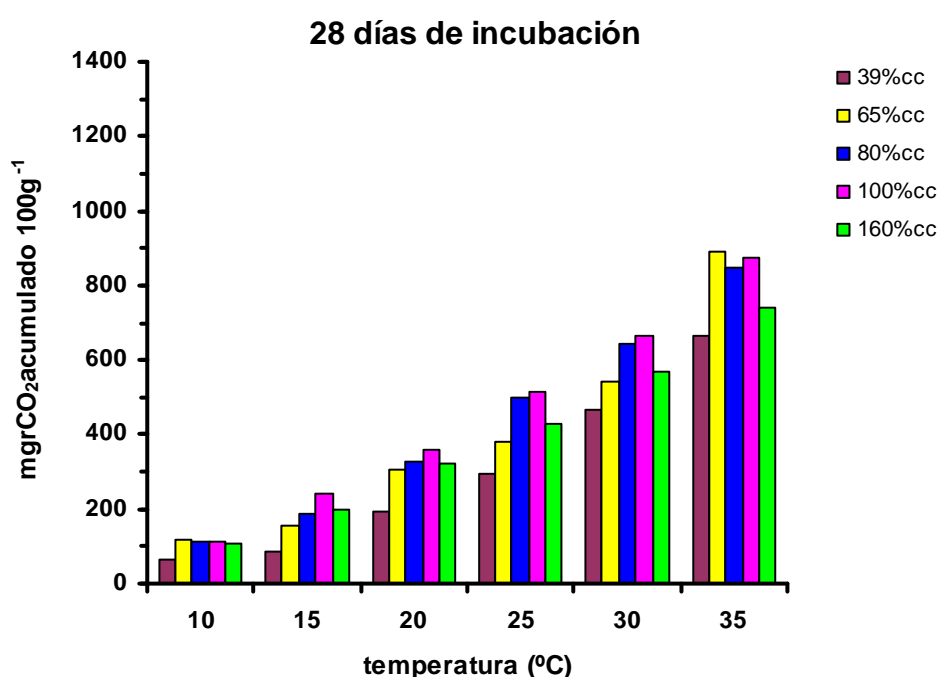


Figura 5.46.- Suelo Robledal: influencia de la temperatura, para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 28 días de incubación.

Para las demás muestras este comportamiento no es tan evidente, aunque en todas aumenta la respiración, como se dijo anteriormente. Si la temperatura alcanza los 35 °C se induce una fuerte aceleración de la respiración o de la actividad biológica en todas las muestras sea cual sea su porcentaje de humedad, siendo las muestras del 65% c.c. las que se activaron más y las del 160% c.c. las que menos, de modo que las diferencias respectivas en relación a la temperatura de 30 °C son 479 y 235 mg de CO₂ acumulado 100g⁻¹.

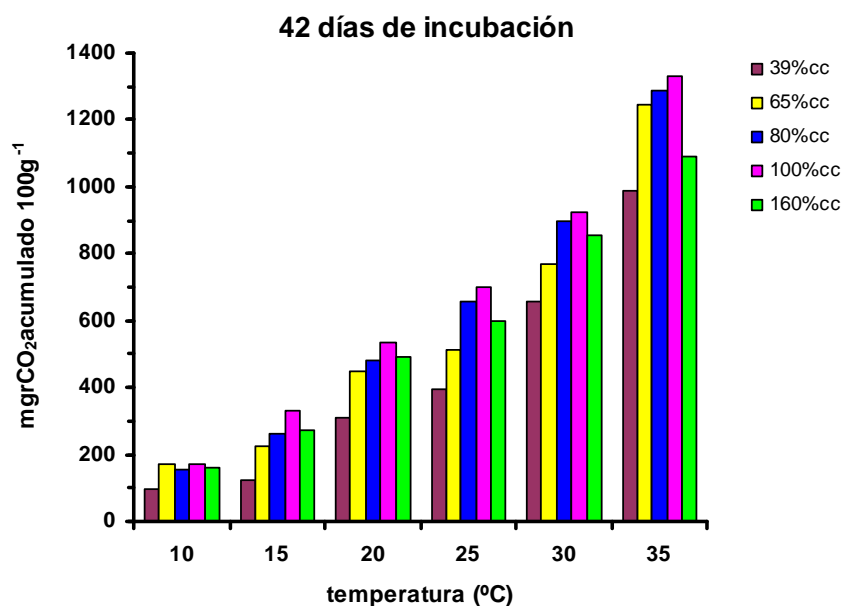


Figura 5.47.- Suelo Robledal: influencia de la temperatura, para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 42 días de incubación.

Se puede observar que a lo largo de toda la incubación, la temperatura de 30 °C, al igual que la de 35 °C, determina una mayor actividad respiratoria, que las temperaturas inferiores a ellas, en las muestras con contenido hídrico diferente al de capacidad de campo, las cuales tienen, entre sí, un comportamiento muy similar.

También se pone de manifiesto que en las muestras incubadas a la temperatura de 10 °C, la influencia de la humedad en la respiración o emisión de CO₂ es menor ya que, como se puede observar en la figura 5.47, las diferencias en las cantidades emitidas de CO₂ entre las muestras con distinto nivel de humectación es muy pequeña, salvo la muestra con 39% c.c. cuya emisión es menor. Sin embargo, a partir de la temperatura de 15 °C la influencia del contenido de agua del suelo se refleja en dichas cantidades de emisión, las cuales son diferentes según el porcentaje de agua de las muestras.

Asimismo, se puede observar que hasta la temperatura de 20 °C las muestras que tienen el 65, 80 y 160% c.c., las cuales emiten más que la de 39% c.c., emiten cantidades similares de CO₂, de lo que se podría inferir que, en estos casos, la actividad respiratoria es similar tanto en condiciones óxicas como anóxicas. A las temperaturas de 25 y 30 °C, se incrementa la diferencia en la emisión de CO₂ entre la muestra sobresaturada (160% c.c.) y la muestra al 65% c.c., además de la de 39% c.c., por lo que, se podría deducir que cuando el suelo Robledal está sometido a estas temperaturas (25 y 30 °C) y tiene un porcentaje de humedad por debajo del 65% c.c., la actividad respiratoria está inhibida. Pero, en el caso de que la temperatura sea de 35 °C, sucede lo contrario, esto es, la muestra de 65% c.c. emite más que la de 160% c.c., lo que podría indicar que la fuerte demanda de oxígeno que implica el incremento de la actividad respiratoria, producida por esta temperatura, no puede ser abastecida cuando el suelo Robledal está en condiciones de sobresaturación.

hídrica, por lo que emite menos CO_2 que cuando el nivel de humedad es superior al 39% c.c hasta el 100% de la capacidad de campo.

Como resumen se podría decir que la emisión de CO_2 del suelo Robledal se incrementa al aumentar la temperatura de incubación tanto cuando está más seco como cuando está más húmedo, desde el inicio de la incubación. En general, para todas las temperaturas de ensayo, la muestra que más emite es la que está humectada a capacidad de campo (100% c.c.). A medida que aumenta el tiempo de incubación se manifiesta más la influencia de la humedad en dicha emisión, con particularidades en función de la temperatura de incubación. Así, cuando el suelo está sometido a temperaturas inferiores a 30 °C, para todos los tiempos control, la emisión de CO_2 en condiciones de sobresaturación hídrica es siempre mayor que cuando está más seco. A las temperaturas de 30 y 35 °C a los 7 días de incubación, sucede lo contrario, es decir, la muestra sobresaturada (160% c.c.) emite menos que la más seca (39% c.c.) pero, cuando el tiempo es de 28 y 43 días, la sobresaturada emite más que la más seca. En consecuencia se podría decir que, en general, para este suelo la sequía inhibe más la actividad respiratoria que el encharcamiento dentro del rango de temperaturas experimentales.

5.4.3. Suelo Prado

5.4.3.1. A los 7 días de incubación

Al igual que en el suelo Robledal, al aumentar la temperatura de incubación aumenta la emisión de CO_2 para cualquier contenido de humedad del suelo (Figura 5.48).

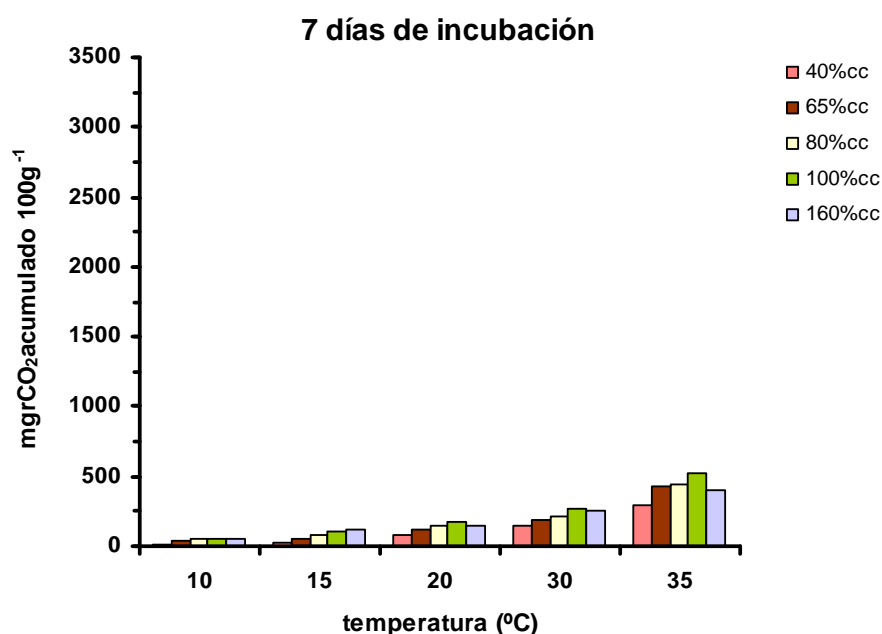


Figura 5.48.- Suelo Prado: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO_2 a los 7 días de incubación.

Sin embargo, se observa que hay variación en la evolución de la actividad biológica entre las muestras incubadas a temperaturas inferiores e iguales o superiores a 20 °C. En el primer caso (10 y 15 °C), dicha actividad aumenta al aumentar la temperatura y el grado de humedad de las muestras, de tal forma que las cantidades máximas de CO₂ acumulado se produjeron en las muestras sobresaturadas de agua (160% c.c.). En el segundo caso, esto es a las temperaturas de 20, 30 y 35 °C, la actividad biológica aumenta en cada temperatura al aumentar el grado de humectación hasta capacidad de campo, por lo que las muestras que más emitieron fueron las de 100% c.c., pero disminuye en las sobresaturadas en dichas temperaturas. La mayor activación se produjo al elevar la temperatura de 30 a 35 °C, de tal forma que la diferencia entre las muestras que emiten mayor cantidad de CO₂ (100% c.c.) incubadas a 35 y 30 °C, fue de 258 mg de CO₂ 100 g⁻¹, mientras que entre las muestras 100% c.c. de las temperaturas de 20 y 30 °C dicha diferencia sólo fue de 84 mg de CO₂ 100 g⁻¹, aún siendo el incremento de 10 °C.

Para todas las temperaturas, las muestras más secas (40% c.c.) son las que manifestaron menor actividad biológica. Por tanto, a los 7 días de incubación, el bajo nivel de humedad del suelo ralentizó o inhibió la emisión de CO₂ más que el nivel de sobresaturación, fenómeno que ocurrió para todas las temperaturas.

El valor máximo de CO₂ acumulado se obtuvo a la temperatura de 35 °C en las muestras a capacidad de campo (100% c.c.) que fue de 520 mg de CO₂ 100 g⁻¹.

5.4.3.2. A los 29 días de incubación

Después de llevar 29 días en incubación, en todas las muestras (independientemente de su contenido en agua) al aumentar la temperatura aumentó la emisión de CO₂. Así, tal como se observa en la figura 5.49 para todas las temperaturas las máximas cantidades de CO₂ se obtuvieron en las muestras sobresaturadas (160% c.c.) correspondiendo la máxima cantidad acumulada de CO₂ desprendido (1.881 mg 100 g⁻¹), a la muestra incubada a 35 °C con este nivel de humectación.

Al igual que en los casos anteriores, la elevación de la temperatura de 30 a 35 °C provocó la mayor activación de la respiración, siendo la diferencia de más de 400 mg 100 g⁻¹ entre las cantidades acumuladas de CO₂ desprendido, para todos los grados de humectación del suelo.

Con relación al período anterior se puede observar que las temperaturas de 30 y 35 °C, produjeron un cambio en el comportamiento de las muestras más secas (40% c.c.) ya que pasaron de ser las que menos emitían a las temperaturas de incubación de 10,15 y 20 °C a igualar (a 30 °C) e incluso superar (a 35 °C) la emisión de las muestras humectadas al 65% c.c. (Figura 5.49). Estos resultados llevan a pensar que para este tiempo de incubación el activador principal de la emisión de CO₂ en el suelo Prado son las temperaturas superiores a 20 °C, esto es, las de 30 y 35 °C siendo un factor secundario el contenido de humedad del suelo.

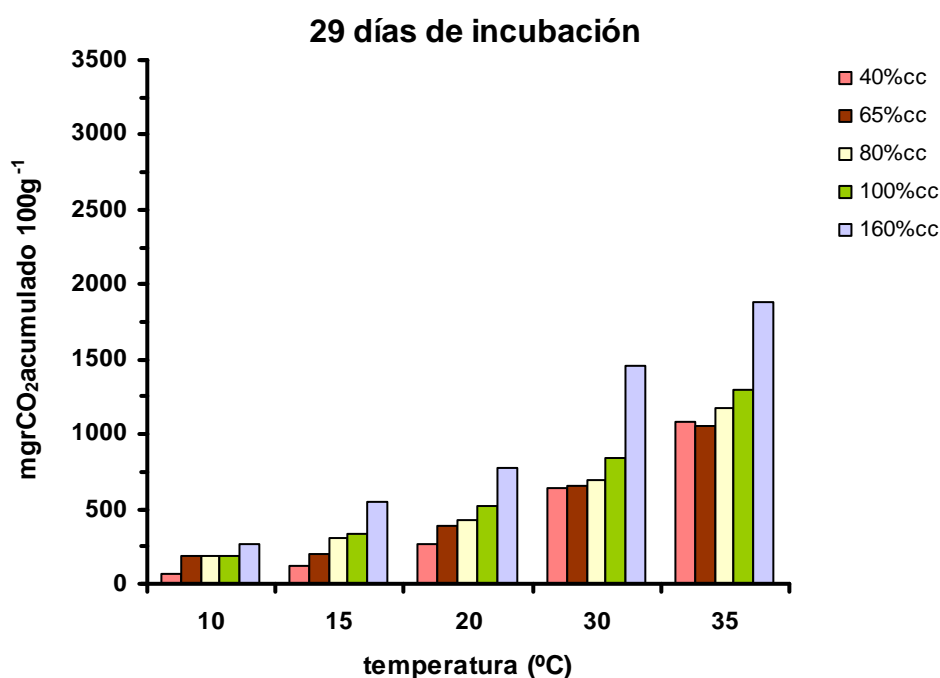


Figura 5.49.- Suelo Prado: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 29 días de incubación.

5.4.2.3. A los 43 días de incubación

Las muestras del suelo de prado evidenciaron, al igual que las del suelo de robledal, un claro incremento de su respiración a medida que se elevó la temperatura de incubación, sea cual sea el grado de humedad del suelo (Figura 5.50).

Pero, en este caso es notoria la influencia del factor combinado de la temperatura y de la humedad, de tal modo que se podría decir que cuanto mayor es el porcentaje de humedad del suelo se induce un efecto multiplicador mayor del factor térmico sobre el desprendimiento de CO₂ del suelo de prado, lo cual se pone claramente de manifiesto en la muestra a 160% c.c.. Este efecto es más intenso cuanto menor es la temperatura de incubación; así a 10 °C la cantidad de CO₂ acumulado por las muestras a 160% c.c. es 5 veces superior a la de las muestras a 40% c.c., mientras que a 30 y 35 °C sólo lo es en razón de 2 veces.

En la figura 5.50 se puede observar como las temperaturas de 30 y 35° C determinan una mayor actividad respiratoria de los microorganismos edáficos, al igual que en el período anterior. El mayor incremento de la emisión de CO₂ se produjo en las muestras sobresaturadas al ser incubadas a 35 °C, de tal modo que acumularon 1.095 mg 100 g⁻¹ más de CO₂ desprendido que cuando se incubaron a 30 °C. De igual modo se observa que estas temperaturas provocaron que la muestra más seca emitiera más CO₂, no sólo que la muestra a 65% c.c. sino también que la muestra a 80% c.c. Este comportamiento podría ser consecuencia de que las temperaturas de 30 y 35 °C, tal vez,

produjeran un nivel de estrés en los microorganismos que se acrecentaría por la sequía del suelo.

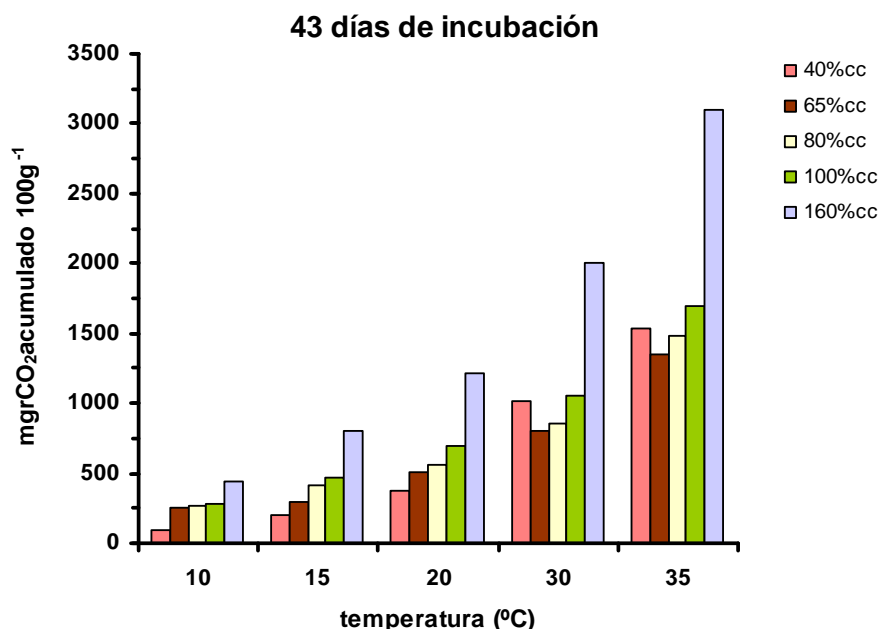


Figura 5.50.- Suelo Prado: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO₂ a los 43 días de incubación.

A modo de resumen se podría decir que, en general, para el suelo Prado, al igual que para el suelo Robledal, el aumento de la temperatura indujo un incremento de la emisión de CO₂, para todos los tiempos control. No obstante, la evolución de las muestras a las distintas temperaturas no fue igual que en dicho suelo de robledal, en función de su nivel de humedad. En el suelo Prado, a partir de los 7 días de incubación, para todas las temperaturas experimentales la muestra que más CO₂ emitió es la sobresaturada de agua (160% c.c.), mientras que la humectada a 100% c.c. emitió más, sólo a los 7 días de incubación a partir de la temperatura de 20 °C. Asimismo, las temperaturas que afectaron más al cambio de comportamiento de las muestras en relación con la emisión de CO₂ son las de 30 y 35 °C que, en este suelo Prado, provocaron que, las muestras más secas (40% c.c.) incubadas al menos durante 22 días, emitieran mayores cantidades de CO₂ que las de 65% y 80% c.c. dependiendo de la temperatura y del tiempo de incubación. En consecuencia, según los resultados obtenidos se podría decir que en el suelo Prado la emisión de CO₂ es menos dependiente de la humedad del suelo, siendo el factor más influyente la temperatura, de tal modo que a 30 y 35 °C en condiciones de sequía o de encharcamiento del suelo no sólo no se ralentiza dicha emisión de CO₂ sino que se acelera.

5.4.4. Suelo Cultivo-patata

5.4.4.1. A los 7 días de incubación

A pesar de que el suelo Cultivo-patata, después de una semana de estar incubado, manifestó una actividad biológica inferior a la de los otros dos suelos, en él también se puso en evidencia que al aumentar la temperatura aumentaba la cantidad de CO_2 desprendido, para cualquiera de los contenidos de humedad del suelo (Figura 5.51).

No obstante, se podrían establecer tres niveles térmicos según la evolución de la emisión de CO_2 de las muestras: 1) a 10 °C se produce la menor actividad biológica para cada uno de los porcentajes de humedad del suelo; 2) entre 15 y 20 °C el aumento de la temperatura de incubación produce ligeros incrementos de la respiración; y 3) de 30 a 35 °C la activación de la emisión de CO_2 es manifiesta, siendo la muestra que más CO_2 emite la sobresaturada a 160% de la capacidad de campo.

Las máximas cantidades acumuladas de CO_2 desprendido se obtuvieron a la temperatura de 35 °C, siendo el máximo valor 156 $\text{mg } 100\text{g}^{-1}$ que corresponde a la muestra a 160% c.c. y, a continuación, le siguen los valores de 131 y 130 $\text{mg de } \text{CO}_2 \text{ } 100 \text{ g}^{-1}$ de las muestras al 80 y 120% de la capacidad de campo respectivamente.

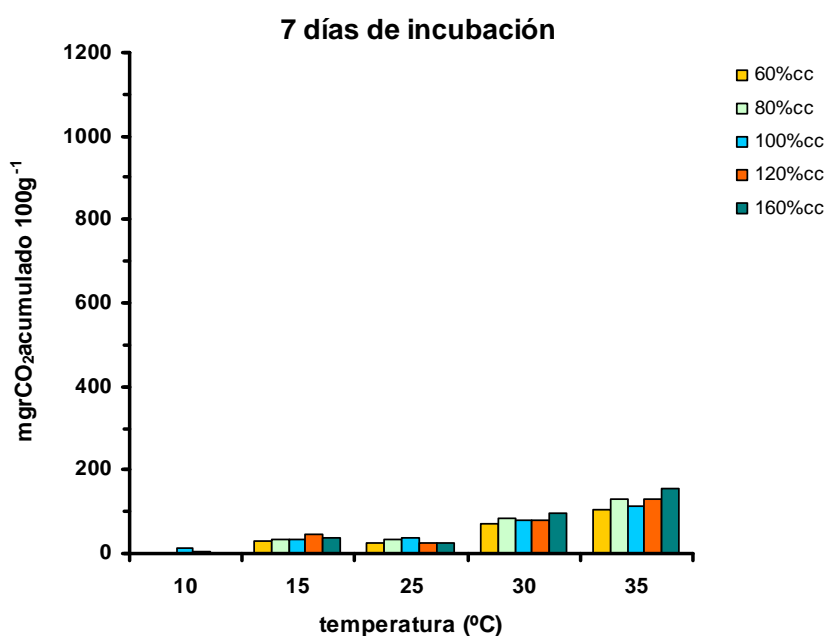


Figura 5.51.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO_2 a los 7 días de incubación.

El aumento de la temperatura de 25 a 30 °C originó aumentos de 69, 55 y 46 $\text{mg de } \text{CO}_2 \text{ } 100 \text{ g}^{-1}$ en las emisiones respectivas de las muestras 160, 120 y 80% c.c. y el aumento

de 30 a 35 °C supuso incrementos de 59, 49 y 46 mg 100 g⁻¹ en las cantidades emitidas de dichas muestras, en igual orden. Por lo que, se podría decir que al incrementarse la temperatura de 25 a 35 °C, cuanto mayor sea el nivel de sobresaturación mayor es el incremento de la emisión.

Sin embargo, cuando el aumento térmico tiene lugar a las temperaturas inferiores a 25 °C, se observa que el comportamiento es distinto, así de 10 a 15 °C la muestra que más aumentó su emisión es la de 120% c.c. seguida por las de 160 y 80% c.c. y al pasar de 15 a 25 °C las muestras sobresaturadas de agua, en lugar de aumentar las emisiones de CO₂ las disminuyeron en las cantidades de 22 y 10 mg 100 g⁻¹, respectivamente correspondientes a las muestras de 120 y 160% de la capacidad de campo.

Por tanto, a temperaturas inferiores a 25 °C el efecto del aumento de la temperatura de incubación no está definido ya que tanto produce aumentos como disminuciones de las emisiones de CO₂.

5.4.4.2. A los 29 días de incubación

El aumento de la temperatura sigue siendo positivo para todos y cada uno de los niveles de humedad del suelo, aunque de menor intensidad que en los suelos Robledal y Prado (Figura 5.52). Además, al igual que a la semana de incubación, las muestras sobresaturadas a 160% c.c. son las que más incrementaron sus emisiones de CO₂, sobre todo al ser incubadas a 30 °C, ya que a los 29 días la cantidad de CO₂ acumulado es 6 veces superior que a los 7 días. Cuando estas muestras son incubadas a 35 °C, la razón de CO₂ acumulado entre ambos tiempos, es de 5.

Sin embargo, el incremento de temperatura de 30 a 35 °C, a los 29 días de incubación, origina un mayor aumento de la actividad biológica en las muestras humectadas a 160% c.c., ya que la cantidad acumulada de CO₂ desprendido se incrementó en 181 mg 100 g⁻¹. El incremento para el resto de las humedades fue de 145 mg 100 g⁻¹ para las de 120% c.c., 84 mg 100 g⁻¹ para las de 100% c.c., 75 mg 100 g⁻¹ para las de 80% c.c. y 62 mg 100 g⁻¹ para las de 60% c.c. Por tanto, este incremento de la temperatura da lugar a que en el suelo Cultivo-patata el aumento de la emisión de CO₂ sea mayor cuanto mayor sea el contenido en agua del suelo (Figura 5.52). De hecho, los valores máximos de las cantidades acumuladas de CO₂ emitido se obtuvieron a la temperatura de 35 °C para todas las humedades de ensayo, siendo 711 mg 100 g⁻¹ la máxima a la humedad del 160% c.c. (la muestra más húmeda) y 352 mg 100 g⁻¹ la mínima, para la humedad de 60% c.c. (la muestra más seca). De estos resultados se puede concluir que a 35 °C cuanto mayor sea el contenido en agua del suelo mayor es la emisión de CO₂.

Cuando el incremento de la temperatura es de 25 a 30 °C el incremento de las emisiones de CO₂ es superior al producido cuando la temperatura aumenta de 30 a 35 °C, al igual que a los 7 días de incubación, siendo los valores de dichos incrementos de 423, 195, 180, 152 y 136 mg de CO₂ 100 g⁻¹ para las humedades respectivas de 160, 120, 100,

80 y 60% de la capacidad de campo, esto es, el incremento de la emisión de CO_2 al aumentar la temperatura de 25 a 30 °C es mayor cuanto mayor es el nivel de humectación del suelo.

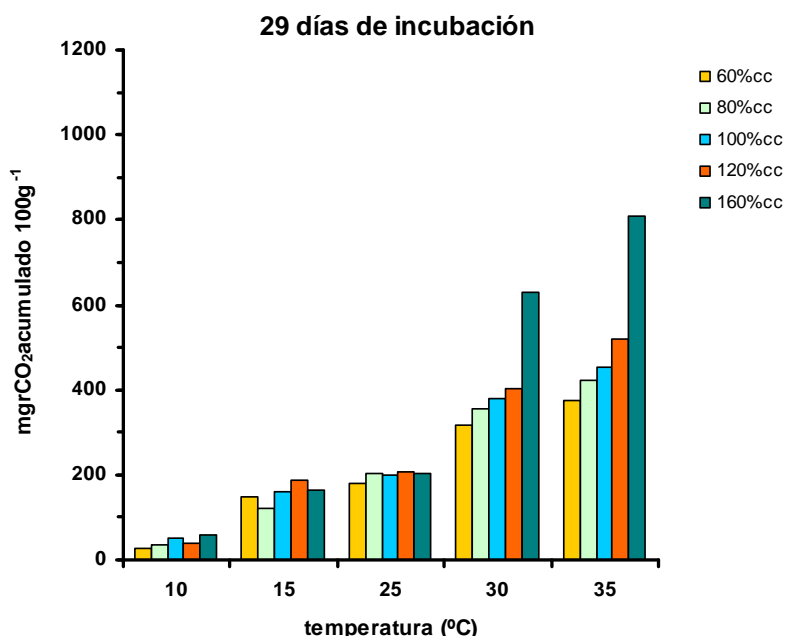


Figura 5.52.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO_2 a los 29 días de incubación.

Los incrementos de la temperatura por debajo de la de 25 °C, producen incrementos de las emisiones de CO_2 que no se pueden relacionar con el contenido en agua de las muestras ya que al aumentar de 10 a 15 °C los aumentos de emisión al ir aumentando la humectación de 60 a 160% c.c. son 123, 86, 112, 148 y 104 mg de CO_2 100 g⁻¹, mientras que al aumentar la temperatura de 15 a 25 °C los valores de los incrementos son 30, 83, 37, 20 y 41 mg de CO_2 100 g⁻¹ para la misma secuencia de humectación. Por otra parte se puede comprobar que el aumento de 15 a 25 °C conlleva un incremento de la actividad respiratoria menor que si el aumento es de 10 a 15 °C.

5.4.4.3. A los 43 días de incubación

Como ocurría a la semana y 29 días de incubación, en el suelo de Cultivo-patata el efecto térmico sobre la respiración es menos acusado que en los suelos Prado y Robledal, si bien sigue siendo positivo, es decir, la elevación de la temperatura produce un aumento de la actividad respiratoria del suelo. Además sigue pautas de comportamiento paralelas a las de los otros dos suelos (Figuras 5.47, 5.50 y 5.53).

La influencia de la humedad se manifiesta en circunstancias de confluencia de valores superiores al de capacidad de campo, esto es a 120 y 160% c.c., y temperaturas altas, 30 y 35 °C; en estos casos se obtuvieron los valores más altos de CO_2 desprendido

acumulado, siendo $1.145 \text{ mg } 100 \text{ g}^{-1}$ la cantidad máxima acumulada que corresponde a la muestra 160% c.c. incubada a 35°C .

Para este tiempo de incubación (43 días) el aumento de 30 a 35°C tiene un efecto diferente en relación a la humedad que para tiempos de incubación menores, ya que supuso un mayor incremento de la cantidad de CO_2 desprendido en las muestras de 120% c.c., puesto que dicha cantidad aumentó para ellas en $285 \text{ mg } 100 \text{ g}^{-1}$ mientras que la de las muestras 160% c.c., aumentó sólo en $139 \text{ mg } 100 \text{ g}^{-1}$.

Al igual que en tiempos de incubación inferiores, no se observan grandes diferencias entre las muestras con contenidos en humedad inferiores o igual a la de capacidad de campo, (60, 80 y 100% c.c.), como se puede observar en la figura 5.53, lo que parece indicar que su comportamiento está determinado fundamentalmente por la temperatura. Esta misma hipótesis se podría aducir para las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a 25°C que al igual que a los 29 días de incubación, los incrementos de las emisiones de CO_2 no se pueden relacionar con el contenido en agua de las muestras.

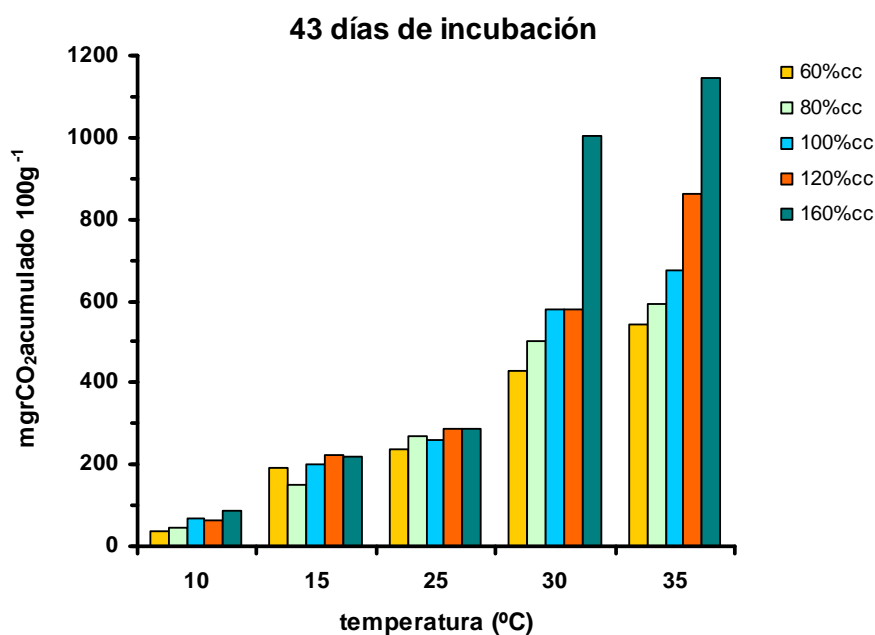


Figura 5.53.- Suelo Cultivo-patata: influencia de la temperatura para los distintos niveles de humedad, sobre la emisión acumulada de CO_2 a los 43 días de incubación.

En resumen en el suelo Cultivo-patata, al igual que en los suelos Robledal y Prado, al aumentar la temperatura de incubación aumenta la emisión de CO_2 para todas las humectaciones de ensayo, aunque para todas ellas el incremento fue de menor cuantía. Cuando las temperaturas de incubación son inferiores a 25°C los incrementos de las emisiones de CO_2 no se relacionan con la humedad del suelo y cuando las temperaturas son superiores a 25°C la influencia del nivel de humectación del suelo en los incrementos de las emisiones de CO_2 es importante a partir de la humedad 100% c.c.

5.5. Modelos matemáticos para describir la influencia de la humedad sobre la respiración de los suelos (condiciones aeróbicas)

5.5.1. Introducción

Para estudiar la dependencia de la respiración del suelo con el grado de humectación del mismo se llevaron a cabo, utilizando el programa informático *Statística*, ajustes de los resultados acumulados obtenidos para el CO₂ desprendido a las siguientes funciones polinómicas:

- 1) Función afín o función polinómica de grado uno (su representación es una recta):

$$R = a + bH$$

- 2) Función compuesta por dos funciones: función afín y función logarítmica (su representación es una recta):

$$R = a + b \log H$$

- 3) Funciones polinómicas de grado dos o funciones cuadráticas (cuyas representaciones gráficas son parábolas de eje vertical):

$$R = a + bH^2$$

$$R = a + bH + cH^2$$

En todas ellas ***R***, variable dependiente, es la respiración o emisión acumulada de CO₂ del suelo, expresada en mg de CO₂ 100 g⁻¹, a un tiempo de incubación concreto y a una temperatura experimental determinada (10, 15, 20, 25, 30 ó 35 °C) (valores que están indicados en las tablas 5.3, 5.5 y 5.7). ***H*** es la variable independiente que toma todos los valores de las humedades de ensayo, expresadas como porcentaje de la humedad de capacidad de campo.

Además, se consideró fundamental el estudio de la *sensibilidad* de la dependencia a la variación del contenido de humedad del suelo; dicho parámetro viene definido por la derivada primera de la función que se considera y se identifica con la letra ***S***.

5.5.2. Función Polinómica de grado uno: $R = a + b H$

Esta función determina que existe una relación constante entre la pendiente (***b***) y la humedad (***H***). Por tanto, la *sensibilidad* (***S***) o variación de la pendiente en función del nivel de humedad del suelo, es cero, independientemente del valor que tomen los parámetros de la ecuación.

5.5.2.1. Suelo Robledal

En la tabla 5.10 se muestran los valores de los parámetros estimados para cada temperatura de incubación. De su análisis se puede indicar que de todos los ajustes obtenidos para los ensayos realizados a las diferentes temperaturas, tienen significación estadística con probabilidad $p \leq 0,1$: el 100% de los de 15, 20, 25 y 30 °C, el 91% de los de 35 °C y el 41% de los de 10 °C.

☞ A 10 °C los ajustes son significativos desde el día 21 de incubación hasta el día 42, final de las incubaciones. Los valores de ***r*** para los anteriores ajustes varían en la horquilla de 0,80 (la mayoría de las muestras) a 0,83 (muestra **1024**).

La pendiente es siempre positiva y aumenta con el tiempo de incubación, siendo su valor mínimo 0,541 a los 21 días (muestra **1021**) y el máximo 1,134 a los 42 días (muestra **1042**). Por tanto, a esta temperatura y después de 21 días de incubación, cuanto mayor sea la humedad del suelo y el tiempo de incubación, mayor será la cantidad de CO₂ emitido.

El término independiente ***a***, que indica el valor de la emisión de CO₂ cuando el contenido en humedad del suelo es del 0% c.c., es positivo y también aumenta con el tiempo de incubación.

☞ A 15 °C el coeficiente de correlación ***r*** toma valores comprendidos entre 0,98 (muestra **154**) y 1 (para casi todos los tiempos de incubación), por lo que la significación estadística tiene una probabilidad $p \leq 0,001$.

Al igual que a 10 °C, la pendiente es positiva y aumenta con el tiempo de incubación, variando entre 0,146 (muestra **151**) y 3,386 (muestra **1542**). Por ello, cuanto mayor sea el grado de humedad del suelo y el tiempo de incubación, mayor será la cantidad de CO₂ emitido.

Sin embargo, ***a*** es para casi todos los tiempos negativo y no tiene una tendencia clara a lo largo del tiempo.

☞ A 20 °C ***r*** varía poco a lo largo del tiempo, por ello la horquilla de valores es pequeña, ya que estos varían entre 0,94 (muestra **202**) y 0,98 (muestra **2043**).

Como en los casos anteriores, ***b*** es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación de tal forma que su valor es 0,145 para la muestra **201** y 3,682 para la muestra

2043; en otras palabras la humedad y el tiempo de incubación favorecen la emisión de CO₂.

Para esta temperatura *a* es positiva en todos los casos, aumentando su valor con el tiempo de incubación.

Tabla 5.10.- Suelo Robledal: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación lineal $R = a + bH$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
101	4,21	0,001	0,00	251	6,78	0,204	0,76 ^c
102	5,46	0,018	0,08	252	21,53	0,355	0,77 ^c
104	10,66	0,086	0,28	254	37,88	0,734	0,92 ^b
107	23,55	0,123	0,43	257	46,47	1,456	0,98 ^a
109	27,43	0,149	0,49	259	55,84	2,256	0,98 ^a
1010	30,52	0,218	0,66	2510	65,04	2,471	0,97 ^a
1014	34,76	0,310	0,61	2514	79,80	2,760	0,97 ^a
1021	38,35	0,541	0,80 ^c	2521	105,44	3,462	0,97 ^a
1024	40,76	0,616	0,83 ^c	2524	130,12	3,586	0,96 ^b
1028	44,80	0,785	0,80 ^c	2528	147,20	3,877	0,96 ^b
1035	54,93	0,994	0,80 ^c	2535	173,78	4,549	0,97 ^a
1042	67,76	1,134	0,80 ^c	2542	191,90	5,294	0,98 ^a
151	-1,67	0,147	1,00 ^a	301	17,63	0,245	0,90 ^c
152	-0,65	0,210	0,99 ^a	302	41,65	0,297	0,86 ^d
154	4,53	0,355	0,98 ^a	304	78,27	0,563	0,93 ^b
157	3,93	0,666	1,00 ^a	307	99,08	0,950	0,97 ^a
159	-0,05	0,881	1,00 ^a	309	117,01	1,299	0,98 ^a
1510	-4,92	1,147	1,00 ^a	3010	136,46	1,680	0,98 ^a
1514	-7,26	1,363	1,00 ^a	3014	150,74	2,194	0,94 ^b
1518	-7,07	1,677	1,00 ^a	3018	211,12	2,604	0,95 ^b
1521	-10,19	1,890	1,00 ^a	3021	247,86	2,833	0,96 ^b
1528	-12,79	2,543	1,00 ^a	3028	336,76	3,433	0,96 ^b
1535	-9,70	2,947	1,00 ^a	3035	400,80	4,112	0,97 ^a
1542	-6,44	3,386	1,00 ^a	3042	481,22	4,659	0,97 ^a
201	5,18	0,145	0,96 ^a	351	37,11	0,333	0,91 ^c
202	12,02	0,257	0,94 ^a	352	71,51	0,620	0,88 ^c
203	15,13	0,389	0,96 ^a	353	111,99	0,697	0,87 ^d
204	17,71	0,518	0,97 ^a	354	139,72	0,824	0,89 ^c
207	24,56	0,879	0,97 ^a	357	227,93	0,994	0,89 ^c
208	27,33	0,978	0,97 ^a	358	255,26	0,954	0,89 ^c
209	27,83	1,112	0,97 ^a	359	274,17	1,061	0,89 ^c
2010	30,60	1,210	0,97 ^a	3510	289,03	1,190	0,90 ^c
2014	45,20	1,557	0,96 ^b	3514	360,38	1,565	0,91 ^c
2015	54,09	1,583	0,96 ^b	3515	392,18	1,498	0,93 ^b
2018	66,15	1,811	0,96 ^b	3518	469,14	1,526	0,68
2021	71,86	2,164	0,97 ^a	3521	503,82	1,996	0,72
2022	73,76	2,282	0,97 ^a	3522	515,07	2,154	0,74 ^e
2025	92,58	2,471	0,95 ^b	3525	549,54	2,809	0,79 ^e
2028	103,88	2,713	0,96 ^b	3528	591,34	3,224	0,78 ^e
2029	107,65	2,794	0,96 ^b	3529	605,28	3,362	0,78 ^e
2032	120,78	3,031	0,97 ^a	3532	630,86	3,984	0,82 ^d

2036	146,16	3,237	0,97 ^a	3536	654,76	5,113	0,88 ^c
2039	159,84	3,435	0,97 ^a	3539	772,92	4,727	0,92 ^b
2042	176,72	3,620	0,97 ^a	3542	805,67	5,385	0,93 ^b
2043	182,35	3,682	0,98 ^a	3543	816,58	5,604	0,93 ^b

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

☞ A 25 °C el coeficiente de correlación tiene, en general, valores altos ya que a partir del día 4 de incubación siempre toma valores superiores a 0,90 si bien la horquilla abarca desde 0,76 (muestra **251**) hasta 0,98 (muestra **257**).

Los valores de **b** son siempre positivos y aumentan con el tiempo de incubación, siendo el rango de variación de 0,204 (muestra **251**) a 5,294 (muestra **2542**). En consecuencia, el incremento del grado de humedad del suelo y el tiempo de incubación incrementan la cantidad de CO₂ emitido.

El parámetro **a** también aumenta con el tiempo de incubación.

☞ A 30 °C los valores de **r** son superiores a 0,90, excepto para el ensayo **302**, cuyo valor 0,86 es el más bajo de todos ellos. El mejor ajuste es 0,98 (muestra **3011**).

El parámetro **b** es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación variando entre 0,245 (muestra **301**) y 4,659 (muestra **3042**), de lo que se infiere que el aumento de la humedad y del tiempo de incubación incrementan la cantidad de CO₂ liberado.

La evolución de **a** es igual que para las anteriores temperaturas, es decir, aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación.

☞ A 35 °C el coeficiente de correlación **r** toma valores comprendidos entre 0,74 (muestra **3522**) y 0,93 (muestra **3543**), dándose la circunstancia de que en el período de tiempo comprendido entre los 15 y los 36 días de incubación, tiene los valores más bajos de tal forma que algunos de ellos (**3518** y **3521**) no tienen significación estadística al nivel de $p \leq 0,1$.

La pendiente es siempre positiva y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde 0,333 (muestra **351**) hasta 5,604 (muestra **3543**), lo que se puede interpretar como que tanto el incremento de la humedad hasta capacidad de campo como el incremento del tiempo de incubación favorecen la emisión de CO₂.

Los valores de **a** aumentan con el tiempo de incubación llegando a ser 816,58 a los 43 días de incubación.

Para poder estudiar la posible influencia de la temperatura de incubación en los estadísticos obtenidos y, por tanto en la Respiración del suelo, se procede a comparar tales estadísticos obtenidos para las distintas temperaturas fijando, tanto para **b** como para **a**, tres tiempos control: 10, 21 y 43 días de incubación. Para la incubación a 10 °C no se puede

fijar el tiempo de 10 días, ya que el ajuste obtenido no es significativo. Estos tiempos se seleccionaron debido a que marcarían el final de los períodos: corto, intermedio y largo de las incubaciones.

Como se puede comprobar en la tabla 5.11 el valor de la pendiente para tiempos de incubación cortos y medios (b_{10} y b_{21}) aumenta hasta la temperatura de 25 °C y a partir de ella disminuye al ir aumentando la variable térmica. El mayor incremento de b se produce entre las incubaciones realizadas a 10 y a 15 °C a los 21 días de incubación ($b_{21}15^{\circ}/b_{21}10^{\circ} = 3,5$) y para este mismo tiempo de incubación el valor menor de la razón entre dos temperaturas consecutivas, tiene lugar entre las incubaciones realizadas a 30 y 35 °C ($b_{21}35^{\circ}/b_{21}30^{\circ} = 0,8$), es decir que b en vez de aumentar disminuye al incrementarse la temperatura. A los 10 días de incubación el mayor incremento se produce entre las incubaciones de 20 y 25 °C ($b_{10}25^{\circ}/b_{10}20^{\circ} = 2,0$) y el menor entre las de 25 y 30 °C ($b_{10}30^{\circ}/b_{10}25^{\circ} = 0,7$), por lo que b vuelve a disminuir al aumentar la temperatura.

Tabla 5.11.- Suelo Robledal: valores de los parámetros b y a obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 21 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación lineal $R = a + bH$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
b						
b_{10}	...	1,147	1,210	2,471	1,680	1,190
b_{21}	0,541	1,890	2,164	3,462	2,833	2,154
b_{43}	1,134	3,386	3,682	5,294	4,659	5,604
a						
a_{10}	-4,92	30,60	65,04	136,46	289,03
a_{21}	38,35	-10,19	71,86	105,44	247,86	503,82
a_{43}	67,76	-6,44	182,35	191,90	816,58

Por otra parte, cuando el tiempo de incubación es de 43 días, el mayor valor estimado de la pendiente, (5,604), se registra a los 35 °C, aunque $b_{43}30^{\circ}$ es inferior a $b_{43}25^{\circ}$. Para este tiempo de incubación, el mayor incremento de b se produce, al igual que para las incubaciones de 21 días, entre las temperaturas de 10 y 15 °C siendo $b_{43}15^{\circ}/b_{43}10^{\circ} = 3,0$ y el menor, al igual que cuando el período es de 10 días, entre las de 25 y 30 °C ($b_{43}30^{\circ}/b_{43}25^{\circ} = 0,9$).

Los valores del término independiente a estimados a los 10 días de incubación, se incrementan, en razón de 2 por cada incremento de 5 °C, a partir de los 20 °C hasta los 35 °C. Cuando los períodos de incubación son de 21 y 43 días, el mayor incremento se produce entre las temperaturas de 25 y 30 °C (la razón es superior a 2) y el menor entre 20 y 25 °C (la razón es inferior a 2).

Por tanto, mediante la ecuación afín se puede explicar un elevado porcentaje de los resultados experimentales obtenidos para el suelo Robledal relacionados con sus emisiones.

Esta función pone de manifiesto que las cantidades emitidas de dicho gas dependen linealmente del grado de humedad del suelo, variando dicha dependencia con el tiempo y la temperatura de incubación. De tal manera que para períodos de incubación de 10 y 21 días, la influencia positiva de la humedad sobre la emisión aumenta a medida que se incrementa la temperatura de incubación de 10 °C a 25 °C; mientras que para las temperaturas más altas de 30 y 35 °C, dicha influencia disminuye a medida que aumenta la temperatura de incubación. Sin embargo, cuando se prolonga la incubación a 43 días, la dependencia de la cantidad de CO₂ emitido, del grado de humedad del suelo es máxima.

No obstante, se puede observar, que la cantidad estimada de CO₂ que es independiente de la humedad del suelo, reflejada en los valores que toma el parámetro *a*, se incrementa con la temperatura de incubación de tal forma, que para tiempos de incubación cortos (10 días), la razón del incremento es de 2 por cada 5 °C de aumento de la temperatura; mientras que para tiempos mayores la razón del incremento es superior cuando las temperaturas son más altas que 25 °C. Así, $b_{21}30^{\circ}/b_{21}25^{\circ}$ y $b_{43}30^{\circ}/b_{43}25^{\circ} > 2$, $b_{21}35^{\circ}/b_{21}25^{\circ} = 5$ y $b_{43}35^{\circ}/b_{43}25^{\circ} > 4$. Además el mayor valor estimado para *a* se registra a 35 °C y a los 43 días de incubación. En consecuencia, estos datos podrían inferir, que el factor térmico propiciara el desarrollo de otro tipo de reacciones en el medio edáfico, independientes de la humedad, y por tanto no ligadas a la biomasa del suelo, en las que uno de los productos finales fuese gas CO₂. Estas posibles reacciones como descarboxilaciones de los carbonatos o de la urea, entre otras, no son factibles en el suelo Robledal dadas sus características químicas de composición y de pH. Por ello, la ecuación afin no aporta una explicación idónea de los resultados experimentales obtenidos para este suelo.

5.5.2.2. Suelo Prado

En la tabla 5.12 se muestran los valores de los parámetros estimados para cada temperatura de incubación y de su análisis se puede decir que tienen significación estadística con probabilidad $p \leq 0,1$ los ajustes obtenidos para el 100% de los ensayos realizados a 10, 15 y 20 °C, el 92% de los de 30 °C y el 85% de los de 35 °C.

☞ A 10 °C los valores de *r* varían en la horquilla de 0,87 (muestra **1029**) a 0,96 (muestra **108**).

La pendiente es siempre positiva y aumenta con el tiempo de incubación, siendo su valor mínimo 0,088 (muestra **101**) y el máximo 3,133 (muestra **1043**). Por tanto, cuanto mayor sea la humedad del suelo y el tiempo de incubación, mayor será la cantidad de CO₂ emitido.

Los valores del término independiente *a* son muy variables (unos positivos y otros negativos), no presentan una tendencia clara a lo largo del tiempo de incubación y, en general, en términos absolutos no toman valores relevantes.

☞ A 15 °C el coeficiente de correlación *r* toma valores comprendidos entre 0,90 (muestra **151**) y 0,99 (muestra **159**).

Tabla 5.12.- Suelo Prado: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación lineal $R = a + b.H$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
101	0,97	0,088	0,94 ^b	251
102	1,38	0,174	0,92 ^b	252
103	-1,36	0,296	0,95 ^b	253
104	0,91	0,349	0,95 ^b	254
107	-0,85	0,573	0,95 ^b	257
108	4,30	0,575	0,96 ^b	258
109	6,32	0,620	0,94 ^b	259
1010	8,37	0,700	0,95 ^b	2510
1015	6,37	1,272	0,93 ^b	2515
1022	1,40	1,735	0,91 ^c	2522
1029	-0,73	2,207	0,87 ^d	2529
1036	-16,64	2,921	0,92 ^b	2536
1043	1,50	3,133	0,91 ^c	2543
151	-19,64	0,525	0,90 ^c	301	21,44	0,274	0,99 ^a
152	-20,26	0,667	0,94 ^b	302	25,70	0,611	0,99 ^a
153	-21,21	0,778	0,97 ^a	303	34,14	0,886	0,99 ^a
154	-24,66	0,936	0,98 ^a	304	35,37	1,240	0,98 ^a
157	-28,70	1,333	0,98 ^a	307	63,32	1,953	0,99 ^a
158	-31,11	1,486	0,98 ^a	308	69,78	2,210	0,99 ^a
159	-30,23	1,582	0,98 ^a	309	86,33	2,336	0,99 ^a
1510	-32,63	1,697	0,98 ^a	3010	97,55	2,554	0,99 ^a
1515	-30,77	2,144	0,98 ^a	3015	153,62	3,644	0,99 ^a
1522	-35,97	3,003	0,98 ^a	3022	328,21	3,134	0,93 ^b
1529	-27,31	3,766	0,97 ^a	3029	475,43	3,198	0,88 ^c
1536	-6,54	4,383	0,97 ^a	3036	575,11	3,518	0,82 ^d
1543	3,37	4,760	0,97 ^a	3043	887,15	0,637	0,13
201	3,24	0,316	1,00 ^a	351	48,45	0,453	0,93 ^b
202	5,05	0,564	1,00 ^a	352	84,36	0,823	0,96 ^b
203	6,44	0,790	1,00 ^a	353	106,09	1,409	0,97 ^a
204	7,33	1,062	1,00 ^a	354	102,85	2,395	0,98 ^a
207	6,16	1,749	1,00 ^a	357	171,22	3,544	0,98 ^a
208	4,36	1,946	1,00 ^a	358	195,10	3,827	0,98 ^a
209	2,10	2,132	1,00 ^a	359	225,79	3,957	0,98 ^a
2010	2,71	2,299	1,00 ^a	3510	266,38	3,935	0,98 ^a
2015	13,84	3,195	1,00 ^a	3515	469,29	3,824	0,98 ^a
2022	66,18	3,640	1,00 ^a	3522	705,22	3,607	0,89 ^c
2029	92,86	4,297	1,00 ^a	3529	850,54	4,343	0,87 ^d
2036	127,04	4,817	1,00 ^a	3536	1084,57	3,564	0,68
2043	152,55	5,368	1,00 ^a	3543	1318,60	2,785	0,48

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

Como sucede a 10 °C, la pendiente es positiva y aumenta con el tiempo de incubación, variando entre 0,525 (muestra **151**) y 4,760 (muestra **1542**) y, por ello, cuanto mayor sea el grado de humedad del suelo y el tiempo de incubación mayor será la cantidad de CO₂ emitido.

Sin embargo, *a* es negativo para todos los tiempos, excepto para el día 42 en que es positivo, y no tiene una tendencia clara en el tiempo. En términos absolutos sus valores son más elevados que a 10 °C.

☞ A 20 °C *r* no varía a lo largo del tiempo, ya que siempre es 1.

Como en los casos anteriores, *b* es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, de tal forma que su valor varía entre 0,316 (muestra **201**) y 5,368 (muestra **2043**), por lo que la humedad y el tiempo de incubación favorecen la emisión de CO₂.

Para esta temperatura, *a* es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación.

☞ A 30 °C los valores de *r* varían entre 0,82 (muestra **3036**) y 0,99 (muestra **308**).

El parámetro *b* es siempre positivo, aumenta con el tiempo de incubación desde el día 1 hasta el día 15 (variando desde 0,274 a 3,644) y disminuye desde el día 15 al 22 (de 3,644 a 3,134). Posteriormente, desde el día 22 hasta el día 36 vuelve a aumentar (de 3,134 a 3,518), aunque no llega a alcanzar el valor estimado para las muestras con 15 días de incubación. De ello se infiere, que a 30 °C, el aumento de la humedad y del tiempo de incubación incrementan la cantidad de CO₂ liberado durante los primeros 15 días de incubación y que este efecto es menor a partir de ese tiempo de incubación, de tal forma que para los ensayos de 43 días el ajuste de la ecuación es sumamente bajo (*r* = 0,13).

Las estimaciones de *a* aumentan a medida que aumenta el tiempo de incubación.

☞ A 35 °C el coeficiente de correlación *r* toma valores comprendidos entre 0,87 (muestra **3529**) y 0,98 (muestra **3510**). Sin embargo, los valores de los coeficientes obtenidos para los tiempos de 36 y 43 días de incubación, forman parte del 15% de ajustes que no tienen significación estadística ($p \leq 0,1$).

La pendiente es siempre positiva y evoluciona de la siguiente manera: 1) aumenta desde 0,453 (muestra **351**) hasta 3,957 (muestra **359**), es decir, entre los días 1 y 9 de incubación; 2) disminuye desde 3,957 (muestra **359**) hasta 3,607 (muestra **3522**), por tanto entre los días 9 y 22; 3) vuelve a aumentar entre los días 22 y 29, desde 3,607 (muestra **3522**) hasta 4,343 (muestra **3529**), siendo este último el valor más alto para esta

temperatura, ya que a partir del día 29 las correlaciones de los ajustes no tienen significación estadística de nivel ($p \leq 0,1$). De lo anterior se infiere que para tiempos largos de incubación no se pueden explicar los datos experimentales de emisión de CO_2 mediante una relación lineal con el contenido de humedad del suelo, aunque dicha relación sí es válida para tiempos cortos e intermedios.

Los valores estimados para a aumentan con el tiempo de incubación, llegando a ser 850,54 a los 29 días de incubación.

A modo de resumen, se puede decir que las cantidades de CO_2 determinadas en los ensayos realizados con el suelo Prado, tienen una relación lineal con el grado de humedad del suelo, para todas las temperaturas experimentales, salvo cuando los tiempos de incubación son superiores a 36 y 29 días para las temperaturas de 30 y 35 °C.

Al igual que para el suelo Robledal, se procede a elaborar una tabla en la que se incluyen los estadísticos (b y a) obtenidos para todas las temperaturas y tres momentos de la incubación: 10 (b_{10} , a_{10}), 22 (b_{22} , a_{22}) y 43 (b_{43} , a_{43}) días, con el objeto de poner de manifiesto el efecto adicional de la temperatura (Tabla 5.13).

Tabla 5.13.- Suelo Prado: valores de los parámetros b y a obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO_2 emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación lineal $R = a + b.H$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	30 °C	35 °C
b					
b_{10}	0,700	1,697	2,299	2,554	3,935
b_{22}	1,735	3,003	3,640	3,134	3,607
b_{43}	3,133	4,760	5,368
a					
a_{10}	8,37	-32,63	2,71	97,55	266,38
a_{22}	1,40	-35,97	66,18	328,21	705,22
a_{43}	1,50	3,37	152,55

Se puede observar (Tabla 5.13) que en este suelo Prado para tiempos de incubación cortos (10 días), la pendiente (b_{10}) aumenta con la temperatura de incubación, alcanzando el valor mayor a 35 °C, aunque el mayor incremento de la pendiente se produce entre los 10 y los 15 °C, siendo la razón ($b_{10}15^\circ/b_{10}10^\circ$ igual a 2,4). Y el menor entre los 20 y los 25 °C ($b_{10}25^\circ/b_{10}20^\circ = 0,8$).

Para tiempos de incubación de 21 y 43 días la pendiente aumenta su valor hasta la temperatura de 20 °C, a partir de la cual o bien disminuye o bien no hay correlaciones con significación estadística. En las incubaciones de 22 días, la pendiente, después de disminuir a 30 °C, aumenta a los 35 °C, pero no llega a alcanzar el valor estimado para 20 °C; al igual que en las incubaciones cortas, el mayor incremento de b tiene lugar entre las muestras incubadas a las temperaturas de 10 y de 15 °C ($b_{21}15^\circ/b_{21}10^\circ = 1,7$), mientras que

las razones entre los valores de b para el resto de las temperaturas están próximas a 1. En las incubaciones de 43 días, se registra el valor máximo estimado de la pendiente de todas las incubaciones realizadas con el suelo Prado. Dicho valor es de 5,368 y se obtiene para 20 °C, siendo 1,5 veces mayor que a 22 días y más de 2 veces mayor que a 10 días, es decir, para esta temperatura de incubación el valor de la pendiente se incrementa con el tiempo (Tabla 5.13).

Se puede comprobar que este efecto del tiempo se produce para todas las temperaturas de incubación, excepto para 35 °C ya que a esa temperatura b disminuye al aumentar el tiempo de incubación (Tabla 5.13).

El término independiente a toma valores, que si se exceptúan las temperaturas de 10 y 25 °C, en general, se incrementan con el tiempo y la temperatura de incubación, de tal forma que se puede observar la diferencia cuantitativa entre las muestras incubadas a las temperaturas de 30 °C y 35 °C y todas las demás. Como ejemplos de lo dicho anteriormente pueden servir las razones $a_{10}30^{\circ}/a_{10}25^{\circ}$ y $a_{22}30^{\circ}/a_{22}25^{\circ}$ cuyos valores son 8,1 y 9,6 respectivamente.

En base a todo lo expuesto, se podría decir que la influencia de la humedad en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo Prado es mayor cuanto mayor es el tiempo de incubación, siempre y cuando la temperatura de incubación sea inferior a 30 °C. Se estima, además, que la mayor dependencia del grado de humedad del suelo se produce a 20 °C y a los 43 días de incubación.

Cuando las temperaturas de incubación son de 30 y 35 °C el término independiente aumenta, sobre todo, al incrementarse el tiempo de incubación hasta los 22 días, pero para incubaciones largas las correlaciones no tienen significación estadística. Todo ello lleva a pensar, como se dijo anteriormente para el suelo Robledal, que el factor térmico combinado con el del tiempo, parece determinar procesos químicos que dan lugar a una emisión de CO₂, los cuales no guardan una relación lineal o son independientes del grado de humedad del suelo. En este caso, dado que se trata de un suelo de prado de elevada intensidad de manejo, cabría la sospecha de la presencia de urea en el suelo proveniente del abonado con purines, por lo que podría ser factible su descarboxilación. No obstante esta reacción conllevaría un aumento del pH del suelo hasta valores básicos, lo cual no fue detectado en ningún momento de las incubaciones realizadas a estas temperaturas de 30 y 35 °C. En consecuencia, la ecuación afín no aporta una buena explicación para el conjunto de los datos experimentales del suelo Prado.

5.5.2.3. Suelo Cultivo-patata

En la tabla 5.14 se muestran los valores estimados para cada temperatura de incubación. Se puede apreciar que tienen significación estadística con probabilidad $p \leq 0,1$ los ajustes obtenidos para el 100% de los ensayos realizados a 10 °C, el 60% de los de 25 °C, el 58% de los de 15 °C, el 39% de los de 35 °C y el 31% de los de 30 °C.

Para los casos en los que el ajuste es estadísticamente significativo se observa que:

☞ A 10 °C los valores de r para todas las muestras son superiores a 0,90, pudiendo variar entre este valor y 1.

La pendiente es siempre positiva. Desde el día 4 hasta el 17 aumenta con el tiempo de incubación, desde el día 17 hasta el 38 es constante y del 38 al 42 vuelve a aumentar alcanzando su valor máximo (0,776) en este último día. El valor mínimo es 0,119 que corresponde a la muestra **104**.

El término independiente a es siempre negativo y no toma valores elevados en ningún caso.

☞ A 15 °C el coeficiente de correlación r varía en la horquilla de 0,90 (muestra **152**) y 1 (muestra **1510**). Para esta temperatura desde el día 15 hasta el final de la incubación, los ajustes carecen de significación estadística.

Para los casos en los que el ajuste tiene significación estadística, la pendiente es positiva y suele aumentar con el tiempo de incubación, variando entre 0,030 (muestra **152**) y 0,203 (muestra **1510**), aunque no haya un incremento uniforme a lo largo del tiempo.

Al contrario que a la temperatura de 10 °C, a es positivo y tiende a incrementarse con el tiempo de incubación, pero sus valores no son elevados, al menos en los primeros momentos de la incubación.

☞ A 25 °C el coeficiente de correlación (r) toma valores comprendidos entre 0,82 (muestra **2524**) y 0,97 (muestras **2510** y **2517**).

Los valores de b son siempre positivos y aumentan con el tiempo de incubación, hasta el día 10. Sin embargo, no varía al incrementarse el tiempo de incubación de 10 a 17 días y disminuye entre los días 17 y 24. El rango de variación va de 0,030 (muestra **252**) a 0,532 (muestra **2517**).

El parámetro a es positivo, salvo en el caso de la muestra **252**. Y cuando el tiempo de incubación es superior a 7 días, sus valores tienden a incrementarse con el tiempo.

☞ A 30 °C los valores de r que tienen significación estadística $p \leq 0,1$ varían entre 0,82 (muestra **3022**) y 1 (muestras **3036** y **3043**), tales valores se dan, fundamentalmente, a partir del día 22 de incubación, como se puede comprobar en la tabla 5.14.

A partir de ese día (22), el parámetro b es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde 0,946 a los 22 días hasta 4,370 a los 43 días.

Los valores estimados de a son superiores a la centena, con tendencia a disminuir cuando los tiempos de incubación son superiores a 29 días.

Tabla 5.14.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación lineal $R = a + b.H$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
101	251	-1,65	0,032	0,57
102	252	-1,09	0,030	0,90 ^d
104	-6,38	0,119	0,90 ^d	254	6,91	0,030	0,90 ^d
107	-18,95	0,297	0,90 ^d	257	1,76	0,362	0,96 ^b
1010	-26,85	0,468	0,97 ^b	2510	5,85	0,532	0,97 ^b
1017	-30,64	0,657	1,00 ^a	2517	54,85	0,532	0,97 ^b
1022	-23,64	0,657	1,00 ^a	2522	107,73	0,514	0,82 ^c
1031	-16,64	0,657	1,00 ^a	2531	153,61	0,495	0,65
1038	-9,64	0,657	1,00 ^a	2538	192,49	0,476	0,50
1043	-14,01	0,776	1,00 ^a	2543	216,73	0,514	0,44
151	301	21,76	-0,038	0,32
152	5,91	0,030	0,90 ^d	302	34,96	-0,073	0,36
153	8,36	0,0568	1,00 ^a	303	41,88	-0,019	0,08
154	7,28	0,111	0,93 ^c	304	46,80	0,035	0,13
157	22,28	0,111	0,93 ^c	307	70,18	0,116	0,34
158	19,00	0,200	1,00 ^a	308	79,09	0,170	0,43
159	22,45	0,203	0,99 ^a	309	86,55	0,197	0,46
1510	24,45	0,203	0,99 ^a	3010	95,01	0,224	0,49
1515	59,85	-0,068	0,29	3015	137,31	0,360	0,59
1522	73,85	-0,068	0,29	3022	164,08	0,946	0,82 ^c
1529	135,34	0,008	0,01	3029	207,31	1,760	0,96 ^b
1536	170,24	-0,162	0,11	3036	175,43	3,178	1,00 ^a
1543	169,58	0,046	0,03	3043	148,09	4,370	1,00 ^a
201	351	12,28	0,111	0,93 ^c
202	352	26,97	0,151	0,53
203	353	38,34	0,208	0,64
204	354	40,54	0,373	0,75
207	357	103,09	0,170	0,23
208	358	113,11	0,195	0,25
209	359	124,66	0,192	0,24
2010	3510	129,93	0,278	0,34
2015	3515	156,28	0,711	0,70
2022	3522	204,05	1,297	0,82 ^c
2029	3529	243,41	2,130	0,97 ^b
2036	3536	253,43	3,378	1,00 ^a
2043	3543	294,11	3,795	1,00 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

☞ A 35 °C predominan las correlaciones que no tienen significación estadística. En los ensayos para los que el ajuste tiene significación estadística $p \leq 0,1$, el coeficiente de correlación *r* toma valores comprendidos entre 0,82 (muestra 3522) y 1 (muestra 3536). A la vista de estos resultados al confrontarlos con los obtenidos para esta temperatura en el

suelo Prado, se comprueba que en este suelo de cultivo sucede lo contrario al de prado, ya que las correlaciones con significación estadística se obtienen para tiempos largos de incubación mientras que en el de prado, dichas correlaciones, se dan hasta ese día.

La pendiente es siempre positiva y aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, pudiendo tomar valores comprendidos entre 0,111 (muestra **351**) y 3,795 (muestra **3543**).

El término independiente **a** aumenta con el tiempo de incubación y a los 43 días tiene un valor de 294,108.

En consecuencia, en general, para el suelo Cultivo-patata la relación lineal entre respiración y humedad del suelo no permite una buena explicación de las cantidades determinadas experimentalmente del CO₂ emitido, salvo para la temperatura de 10 °C. Para aquellos casos en que las correlaciones tienen significación estadística los valores de la pendiente son inferiores a 1, salvo para las temperaturas a partir de los 30 °C y tiempos de incubación superiores a 15 días. En algunos casos, al aumentar el tiempo de incubación la pendiente es constante. Por todo ello, se podría decir que las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo son poco dependientes del grado de humectación del mismo cuando los tiempos de incubación son cortos y las temperaturas inferiores a 30 °C.

Al igual que para los dos suelos anteriores, y a fin de poner de manifiesto el efecto adicional de la temperatura, se elaboró una tabla resumen (Tabla 5.15) en la que se incluyen los estadísticos **a** y **b** obtenidos para cada temperatura y para tres momentos de la incubación: 10 (**b**₁₀, **a**₁₀), 22 (**b**₂₂, **a**₂₂) y 43 (**b**₄₃, **a**₄₃) días.

Tabla 5.15.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros **b** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación lineal $R = a + b.H$

Parámetros	10 °C	15 °C	25 °C	30 °C	35 °C
b					
b ₁₀	0,468	0,203	0,532
b ₂₂	0,657	...	0,514	0,946	1,297
b ₄₃	0,776	4,370	3,795
a					
a ₁₀	-26,85	24,45	5,85
a ₂₂	-23,64	...	107,73	164,08	204,05
a ₄₃	-14,01	148,09	294,11

En dicha tabla se pone de manifiesto lo dicho anteriormente, esto es, que los mayores valores tanto de la pendiente como del término independiente se producen a temperaturas altas y tiempos largos de incubación, de lo que se puede deducir que bajo dichas condiciones, se pueden producir procesos químicos, que no dependen linealmente de la humedad y que liberen CO₂ al medio de incubación. La probabilidad de que tales

reacciones pudieran producirse en el suelo de cultivo, al igual que se dijo en los dos suelos anteriores, es muy baja debido a las características químicas de este suelo. Por otra parte, los resultados experimentales del suelo Cultivo-patata son los que tienen menor explicación mediante esta relación lineal.

Como se ha podido comprobar la función polinómica de grado uno o afín no proporciona una explicación idónea de los datos obtenidos en este trabajo, sobre las emisiones de CO₂ de los tres suelos seleccionados en función del contenido en humedad del medio edáfico. Por ello a continuación se procede a ajustar dichos datos a la función compuesta.

5.5.3. Función compuesta: $R = a + b \log H$

Esta expresión logarítmica no permite comparar de manera directa la influencia del cambio de humedad del suelo sobre la mineralización de los compuestos orgánicos, ya que no considera que la relación entre la pendiente **b** y la humedad sea constante. Por ello, **b** resulta un parámetro insuficiente para poder estimar, de forma intuitiva, cómo una modificación del grado de humedad del suelo podría afectar a las cantidades de CO₂ emitidas, puesto que la modificación producida cuando dicha humedad cambia, por ejemplo, del 39 al 49% c.c., será diferente a la que se produciría al pasar del 90 al 100% c.c. Por ello, es interesante conocer como varía **b** en relación al contenido de humedad del suelo, es decir, la *sensibilidad* (**S**) que, para esta función, es proporcional a **b/H** y, por ello, **S** será tanto mayor cuanto menor sea el contenido de humedad (**H**) del suelo.

De este modo, siendo **b** constante, **S** disminuirá al aumentar el grado de humedad del suelo y aumentará al disminuir dicho grado de humedad, es decir, que bajo las mismas condiciones de incubación, las muestras de suelo más seco serán más sensibles a los cambios del grado de humedad, que las de suelo más húmedo.

5.5.3.1. Suelo Robledal

Los valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura de incubación se muestran en la tabla 5.16. Así se puede apreciar que los ajustes que tienen significación estadística con un nivel de probabilidad igual o superior a $p \leq 0,1$ para cada temperatura de incubación se distribuyen de la manera siguiente: 58% para 10 °C y 100% para 15, 20, 25, 30 y 35 °C. La horquilla de valores de **r** está comprendida entre 0,74 y 1.

☞ A 10 °C los valores que toma **r** varían entre 0,74 y 0,90.

La pendiente es siempre positiva y se incrementa con el tiempo de incubación; su valor máximo es 78,204 (muestra **1042**) y el mínimo es 0,755 en la muestra **101**.

Tabla 5.16.- Suelo Robledal: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación compuesta $R = a + b \log H$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
101	1,07	0,755	0,08	251	-39,32	14,399	0,84 ^d
102	-4,59	2,696	0,19	252	-58,90	25,117	0,85 ^d
104	-15,89	7,760	0,40	254	-116,72	49,145	0,97 ^a
107	-9,10	9,830	0,54	257	-247,22	94,375	1,00 ^a
109	-9,98	11,408	0,59	259	-393,91	145,000	0,98 ^a
1010	-20,10	15,714	0,74 ^c	2510	-423,47	157,852	0,97 ^a
1014	-38,11	22,551	0,70	2514	-463,99	175,866	0,97 ^a
1021	-81,16	37,541	0,87 ^d	2521	-580,70	221,561	0,97 ^a
1024	-94,29	42,506	0,90 ^c	2524	-580,11	229,386	0,96 ^b
1028	-129,18	54,604	0,87 ^d	2528	-622,70	248,485	0,97 ^a
1035	-165,16	69,100	0,87 ^d	2535	-728,89	291,382	0,97 ^a
1042	-180,70	78,204	0,87 ^d	2542	-851,17	337,333	0,97 ^a
151	-30,38	9,302	0,99 ^a	301	-33,44	16,271	0,94 ^b
152	-42,44	13,477	1,00 ^a	302	-22,57	20,284	0,92 ^b
154	-67,04	23,010	1,00 ^a	304	-39,66	37,542	0,97 ^a
157	-127,52	42,501	1,00 ^a	307	-94,28	61,998	0,99 ^a
159	-172,27	55,813	0,99 ^a	309	-145,69	84,383	0,99 ^a
1510	-226,43	72,018	0,98 ^a	3010	-201,65	108,741	0,99 ^a
1514	-272,88	86,153	1,00 ^a	3014	-274,24	138,064	0,93 ^b
1518	-334,86	106,237	0,99 ^a	3018	-298,54	165,118	0,95 ^b
1521	-379,83	119,779	0,99 ^a	3021	-309,42	180,306	0,96 ^b
1528	-512,50	161,722	0,99 ^a	3028	-342,32	219,391	0,96 ^b
1535	-589,42	187,558	0,99 ^a	3035	-412,31	262,716	0,97 ^a
1542	-672,16	215,431	0,99 ^a	3042	-444,05	298,614	0,97 ^a
201	-24,60	9,533	0,99 ^a	351	-33,00	22,287	0,96 ^b
202	-41,51	17,061	0,97 ^a	352	-60,67	41,883	0,93 ^b
203	-64,68	25,541	0,99 ^a	353	-37,90	47,406	0,93 ^b
204	-88,33	33,956	0,99 ^a	354	-37,38	56,018	0,94 ^b
207	-155,38	57,624	0,99 ^a	357	15,31	67,325	0,95 ^b
208	-172,87	64,100	0,99 ^a	358	51,01	64,662	0,94 ^b
209	-199,79	72,877	0,99 ^a	359	47,37	71,828	0,95 ^b
2010	-217,28	79,353	0,99 ^a	3510	36,12	80,209	0,95 ^b
2014	-275,09	102,428	0,99 ^a	3514	31,25	104,665	0,96 ^b
2015	-270,98	104,005	0,99 ^a	3515	79,55	99,601	0,96 ^b
2018	-305,50	118,930	0,99 ^a	3518	116,90	109,502	0,76 ^c
2021	-371,40	141,908	0,99 ^a	3521	51,89	141,125	0,80 ^c
2022	-393,37	149,567	0,99 ^a	3522	29,86	151,710	0,81 ^d
2025	-420,45	163,671	0,98 ^a	3525	-67,91	194,211	0,86 ^d
2028	-455,82	178,857	0,99 ^a	3528	-125,27	224,788	0,86 ^d
2029	-467,61	183,919	0,99 ^a	3529	-144,40	234,981	0,85 ^d
2032	-497,75	198,216	0,99 ^a	3532	-244,31	275,316	0,89 ^c
2036	-515,27	211,891	0,99 ^a	3536	-440,61	346,710	0,94 ^b
2039	-541,03	224,612	0,99 ^a	3539	-224,16	316,826	0,96 ^b
2042	-559,97	236,248	1,00 ^a	3542	-324,28	359,529	0,97 ^a
2043	-566,29	240,126	1,00 ^a	3543	-357,66	373,764	0,97 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

La *sensibilidad* (*S*), en consecuencia, aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

El término independiente *a* es siempre negativo, salvo para la muestra **101**, y disminuye con el tiempo de incubación, siendo el valor estimado para la muestra **1042** de -180,70.

☞ A 15 °C el coeficiente de correlación *r* varía en la horquilla de 0,98 (muestra **1511**) y 1 (muestras **152** y **154**).

La pendiente también es positiva y aumenta con el tiempo de incubación, variando entre 9,302 (muestra **151**) y 215,431 (muestra **1542**).

La *sensibilidad* (*S*) es mayor que a 10 °C, ya que los valores de la pendiente son mayores, y aumentará con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

Al igual que a la temperatura de 10 °C, *a* es negativo, disminuyendo con el tiempo de incubación y sus valores extremos son -30,38 para la muestra **151** y -672,16 para la muestra **1542**.

☞ A 20 °C los valores estimados para *r* varían entre 0,98 (muestra **202**) y 0,99 para la mayoría de las muestras.

Al igual que para las temperaturas anteriores, *b* es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, de tal forma que su valor mínimo es 9,533 (muestra **201**) y el máximo es 240,126 (muestra **2043**). Por tanto la *sensibilidad* (*S*), será muy superior a 20 °C que a la temperatura de 10 °C y ligeramente superior que a la de 15 °C y, al igual que para ellas, aumentará con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

También para esta temperatura los valores estimados de *a* son negativos y disminuyen con el tiempo de incubación, salvo la muestra **2015**; siendo sus valores extremos -24,60 y -566,29.

☞ A 25 °C el coeficiente de correlación (*r*) toma valores comprendidos entre 0,84 (muestra **251**) y 1 (muestra **257**).

Los valores de *b* son siempre positivos y aumentan con el tiempo de incubación, siendo el rango de variación de 14,400 a 337,333. Por ello, la *sensibilidad* (*S*) es mayor a esta temperatura que a las temperaturas inferiores de ensayo y, de igual modo, aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

Siguen siendo negativos y disminuyendo con el tiempo, los valores estimados del parámetro **a**, de tal forma que su valor máximo es -39,32 en el primer día de incubación y el mínimo es -851,17 en el día 42.

☞ A 30 °C los valores que toma **r** varían en una horquilla pequeña: 0,92 (muestra **302**) y 0,99 (varias muestras).

El parámetro **b** es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde 16,271 en el día 1 de incubación, hasta 298,614 en el día 43. En este caso la *sensibilidad* (**S**), aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad, pero, si se compara con la temperatura de 25 °C, se observa, que salvo para el día 1 de incubación para todos los tiempos control es inferior a 30 que a 25 °C.

Los valores estimados de **a** siguen siendo negativos y disminuyen con el tiempo de incubación, pero en valor absoluto son inferiores a los estimados para los ensayos realizados a 25 °C, siendo sus valores extremos -33,44 y -444,05.

☞ A 35 °C, el coeficiente de correlación **r** toma valores comprendidos entre 0,76 (muestra **3518**) y 0,98 (muestra **3543**).

La pendiente es siempre positiva y, en general, aumenta a medida que lo hace el tiempo de incubación, tendencia para la cual se dan tres excepciones (**358**, **3515** y **3539**). Este parámetro toma valores comprendidos entre 22,287 (muestra **351**) y 373,764 (muestra **3543**). A esta temperatura la *sensibilidad* (**S**) es superior que a cualquier otra temperatura de ensayo y a lo largo de todo el período de incubación, y siendo tanto mayor cuanto menor es el grado de humedad del suelo.

El término independiente **a** es negativo en los 4 primeros días y a partir del día 22 hasta el día 43 de incubación, mientras que desde el día 7 hasta el 22 es positivo, aunque no llega a tomar valores muy elevados (el valor máximo es 116,90). Las estimaciones negativas de **a** alcanzan su valor mínimo a los 43 días de incubación (-357,66) pero, es superior a los valores obtenidos, para ese tiempo, en las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores, exceptuando la de 10 °C.

Para poner de manifiesto la influencia de la temperatura de incubación en los estadísticos obtenidos y, por tanto, en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo, se procede de la misma forma que en la relación anterior, es decir, se comparan, para todas las temperaturas de incubación y para los tiempos control 10, 21 y 43 días, los estadísticos **b**, **S** (al 39 y al 100% c.c.) y **a** (Tabla 5.17).

Al igual que se indicó para la función lineal, para esta función logarítmica el valor de la pendiente, para tiempos de incubación cortos y medios (**b**₁₀ y **b**₂₁), aumenta al aumentar la temperatura de incubación hasta 25 °C y disminuye a medida que ésta se va incrementando, a partir de dichos grados. A los 10 días de incubación el mayor incremento

de **b** se produce al pasar de incubar a 10 °C a hacerlo a 15 °C ($b_{10}15^{\circ}/b_{10}10^{\circ} = 4,6$) y la menor variación tiene lugar en el tránsito de 25 a 30 °C ($b_{10}30^{\circ}/b_{10}25^{\circ} = 0,7$). A los 21 días, también el mayor incremento corresponde al cambio de 10 a 15 °C en la temperatura de incubación ($b_{21}15^{\circ}/b_{21}10^{\circ} = 3,2$) y el menor ocurre al pasar de 30 a 35 °C ($b_{21}35^{\circ}/b_{21}30^{\circ} = 0,8$). Por tanto, para este tiempo de incubación, los resultados son iguales a los obtenidos para la relación afín.

Cuando el tiempo de incubación es de 43 días, el mayor valor estimado de la pendiente se registra a los 35 °C (373,764), en vez de a los 25 °C, aunque $b_{43}30^{\circ}$ tiene menor valor que $b_{43}25^{\circ}$. Asimismo, el mayor incremento de **b** se estima entre las temperaturas de 10 y 15 °C siendo $b_{43}15^{\circ}/b_{43}10^{\circ} = 2,8$ y el menor entre las de 25 y 30 °C ($b_{43}30^{\circ}/b_{43}25^{\circ} = 0,9$).

La mayor *sensibilidad* se encuentra en las muestras humectadas al 39% c.c., incubadas a 35 °C y durante 43 días ($S_{43}39\%$ c.c.) y la menor en las muestras con 100% c.c. e incubadas a 10 °C durante 10 días ($S_{10}100\%$ c.c.). Ahora bien, para tiempos cortos y moderados de incubación los máximos de *sensibilidad* tienen lugar a la temperatura de 25 °C.

Tabla 5.17.- Suelo Robledal: valores de los parámetros **b**, **S** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 21 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + b \log H$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
b						
b₁₀	15,714	72,018	79,353	157,852	108,741	80,209
b₂₁	37,541	119,779	141,908	221,561	180,306	141,125
b₄₃	78,204	215,431	240,126	337,333	298,614	373,764
S_{39% c.c.}						
S₁₀	0,40	1,85	2,03	4,05	2,79	2,06
S₂₁	0,96	3,07	3,64	5,68	4,62	3,62
S₄₃	2,01	5,52	6,14	8,65	7,66	9,58
S_{100% c.c.}						
S₁₀	0,16	0,72	0,79	1,58	1,09	0,80
S₂₁	0,38	1,20	1,42	2,22	1,80	1,41
S₄₃	0,78	2,15	2,40	3,37	2,99	3,74
a						
a₁₀	-20,10	-226,43	-217,28	-423,47	-201,65	36,12
a₂₁	-81,16	-379,83	-371,40	-580,70	-309,42	51,89
a₄₃	-180,70	-672,16	-566,29	-851,1	-444,05	-357,66

Los valores estimados del término independiente **a** son negativos, salvo para los ensayos realizados a 35 °C durante 10 y 21 días de incubación, por lo que para ambos

casos se puede inferir que una pequeña parte de la emisión de CO₂ es independiente del grado de humedad del suelo.

Teniendo en cuenta las exposiciones anteriores, se podría decir, que mediante la ecuación compuesta se puede explicar un porcentaje alto, similar al de la ecuación lineal, de la varianza de los datos experimentales obtenidos, en cuanto a las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo de Robledal, en función de la humedad. Esta relación indica que el grado de la influencia de la humedad en las emisiones de gas CO₂ es dependiente tanto de la temperatura de incubación como del tiempo, de tal forma que para tiempos cortos y medianos las muestras que tendrán mayor dependencia del grado de humedad son las incubadas a 25 °C. Sin embargo, si se prolonga el tiempo de incubación a 43 días lo serán las muestras incubadas a 35 °C. Además, para cualesquiera que sean las condiciones de incubación, las muestras que más acusarán la influencia de los cambios del grado de humedad del suelo en las cantidades de CO₂ liberadas serán las más secas. También se podría indicar que a temperaturas de 35 °C se podrían producir pequeñas emisiones de gas CO₂ procedentes de reacciones que no dependen de la humedad del suelo, pero que no se mantienen a lo largo de los 43 días de incubación. Pese a todo lo dicho no se puede obviar que no tiene sentido una emisión de CO₂ negativa, hecho que se refleja en el término independiente a todas las temperaturas.

5.5.3.2. Suelo Prado

En la tabla 5.18 se reflejan los valores de los parámetros de la ecuación y los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura de incubación.

Del análisis de dicha tabla se puede decir que para este suelo se obtuvieron ajustes con significación estadística igual o superior a $p \leq 0,1$, en los porcentajes siguientes, para cada temperatura de incubación: 85% para 30 y 35 °C; y 100% para 10, 15 y 20 °C. El coeficiente de correlación r toma valores entre 0,79 y 1, teniendo en cuenta todos los ensayos realizados con este suelo.

☞ A 10 °C los valores del coeficiente de correlación r varían entre 0,93 y 0,98.

La pendiente, b , es siempre positiva y aumenta con el tiempo de incubación, con excepción de la muestra **1010**; su valor máximo es 213,596 (muestra **1043**) y el mínimo es 5,886 para la muestra **101**.

Por tanto, la *sensibilidad* (S) aumentará con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad, variando entre los extremos 0,06 ($S_{100\% \text{ c.c.}}$) y 5,34 ($S_{4340\% \text{ c.c.}}$).

El término independiente a es negativo para todos los ensayos realizados a esta temperatura y disminuye con el tiempo de incubación, de modo que su valor estimado para la muestra **1043** es -675,19.

Tabla 5.18.- Suelo Prado: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación, compuesta $R = a + b \log H$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i>
101	-17,55	5,886	0,97 ^a	251
102	-35,63	11,719	0,97 ^a	252
103	-63,16	19,678	0,98 ^a	253
104	-71,99	23,199	0,98 ^a	254
107	-120,72	38,147	0,98 ^a	257
108	-114,46	37,907	0,98 ^a	258
109	-124,62	41,564	0,98 ^a	259
1010	-138,77	46,761	0,98 ^a	2510
1015	-264,38	85,770	0,97 ^a	2515
1022	-372,79	118,147	0,96 ^b	2522
1029	-486,32	152,569	0,93 ^b	2529
1036	-641,77	197,773	0,97 ^a	2536
1043	-675,19	213,596	0,96 ^b	2543
151	-114,35	31,353	0,83 ^d	301	-32,11	17,352	0,97 ^a
152	-143,47	40,520	0,89 ^c	302	-91,83	38,233	0,96 ^b
153	-167,81	47,959	0,93 ^b	303	-136,95	55,585	0,96 ^b
154	-202,33	57,989	0,94 ^b	304	-201,90	77,291	0,95 ^b
157	-285,65	83,521	0,95 ^b	307	-315,93	123,046	0,97 ^a
158	-317,96	93,207	0,96 ^b	308	-359,50	139,261	0,97 ^a
159	-337,91	99,782	0,96 ^b	309	-366,82	147,050	0,97 ^a
1510	-363,72	107,273	0,96 ^b	3010	-396,89	160,538	0,97 ^a
1515	-460,12	138,162	0,98 ^a	3015	-547,27	227,973	0,96 ^b
1522	-638,83	193,870	0,98 ^a	3022	-245,21	189,095	0,87 ^d
1529	-777,98	241,849	0,97 ^a	3029	-91,14	188,545	0,80 ^e
1536	-886,82	283,049	0,97 ^a	3036	-29,40	202,964	0,74 ^e
1543	-946,83	306,015	0,97 ^a	3043	952,71	-4,796	0,01
201	-59,08	20,133	0,99 ^a	351	-47,97	30,552	0,98 ^a
202	-105,92	35,880	0,98 ^a	352	-87,93	54,809	0,99 ^a
203	-150,39	50,588	0,99 ^a	353	-183,54	92,573	0,99 ^a
204	-203,04	67,889	0,99 ^a	354	-370,82	152,926	0,96 ^b
207	-343,16	112,481	0,99 ^a	357	-550,66	231,271	0,99 ^a
208	-384,59	125,221	0,99 ^a	358	-587,16	250,376	0,99 ^a
209	-424,15	137,220	0,99 ^a	359	-586,76	259,777	0,99 ^a
2010	-457,11	148,010	0,99 ^a	3510	-542,07	258,426	1,00 ^a
2015	-626,54	206,023	1,00 ^a	3515	-318,61	251,672	0,99 ^a
2022	-661,71	234,309	1,00 ^a	3522	55,67	215,171	0,82 ^d
2029	-758,36	274,692	0,99 ^a	3529	83,65	255,466	0,79 ^e
2036	-824,48	307,298	0,99 ^a	3536	522,11	193,765	0,58
2043	-904,39	341,632	0,98 ^a	3543	960,58	132,064	0,35

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

☞ A 15 °C la horquilla de los valores que toma el coeficiente de correlación *r* es 0,83 (muestra 151) y 0,98 (muestra 1522).

La pendiente es positiva y aumenta con el tiempo de incubación sin excepciones, siendo sus valores extremos 31,353 (muestra **151**) y 306,015 (muestra **1542**), por lo que la dependencia de las emisiones de CO₂ del suelo del grado de humedad del mismo, es mayor a los 15, que a los 10 °C.

La *sensibilidad* (**S**), por tanto, es mayor que a 10 °C, de tal forma que varía entre los valores extremos 0,31 (**S₁100% c.c.**) y 7,65 (**S₄₃40% c.c.**), aumentando con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

Al igual que a la temperatura de 10 °C, **a** es negativo para todos los casos y sin ninguna excepción aumenta su valor absoluto con el tiempo de incubación; sus valores extremos son -114,35 para **151** y -946,83 para **1543**.

☞ A 20 °C los valores estimados para **r** varían entre 0,98 (muestra **2043**) y 1 (muestra **2015**).

De igual forma que para las temperaturas anteriores, **b** es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, de tal forma que su valor mínimo es 20,133 (muestra **201**) y el máximo es 341,632 (muestra **2043**). Si se comparan estos datos con los obtenidos a 15 °C, se puede comprobar que, salvo los dos primeros días de incubación, los valores de la pendiente son más altos a 20 que a 15 °C.

Por lo que respecta a la *sensibilidad* (**S**), teniendo en cuenta el comentario anterior, será superior a 20 °C que a las temperaturas inferiores de 10 y 15 °C y, al igual que en ellas, aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad. Sus valores extremos son 0,20 (**S₁100% c.c.**) y 8,54 (**S₄₃40% c.c.**).

También para esta temperatura los valores estimados de **a** son negativos y disminuyen con el tiempo de incubación, siendo sus valores extremos -59,08 y -904,39.

☞ A 30 °C los valores que toma **r** varían en la horquilla: 0,74 (muestra **3036**) y 0,97 (varias muestras).

El parámetro **b**, para los valores con significación estadística es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, hasta el día 15; en los días 22 y 29 disminuye y vuelve a aumentar el día 36 de incubación. Su menor valor es 17,352 en el día 1 de incubación y el mayor 227,973 en el día 15. De la comparación de los valores que toma la pendiente a lo largo del tiempo a las temperaturas inferiores, con excepción de la de 10 °C, (ya que en ella los valores de **b** son siempre inferiores), se concluye que, hasta el día 15 de incubación, la pendiente es mayor a 30 °C que a 15 (con excepción de los 2 primeros días) y a 20 °C (con excepción del día 1). Sin embargo, a partir de ese tiempo (15 días) los valores de la pendiente a la temperatura de 30 °C, son menores a los que toma a las temperaturas inferiores. Ello puede hacer pensar que a medida que se incrementa la

temperatura de incubación, el tiempo determina una menor dependencia de las emisiones de CO₂ procedentes del suelo del grado de humedad del mismo.

En este caso la *sensibilidad* (**S**), aumenta con el tiempo de incubación hasta el día 15 de incubación, siendo sus valores extremos 0,17 en el día 1 (**S₁100% c.c.**) y 5,70 (**S₁₅40% c.c.**).

Los valores estimados de **a** siguen siendo negativos y disminuyen con el tiempo hasta el día 15 de incubación, a partir de este día aumentan hasta el día 36, siendo sus valores extremos -32,11 y -547,27.

☞ A 35 °C el coeficiente de correlación **r** toma valores comprendidos entre 0,79 (muestra **3529**) y 1 (muestra **3510**), en los casos en los que el ajuste tiene significación estadística.

Para estos casos la pendiente es siempre positiva, aumentando al aumentar el tiempo de incubación hasta el día 9, oscilan hasta el día 29 y a partir de ahí disminuye. A pesar de ello, los valores de la pendiente son superiores a cualquier otra temperatura hasta el día 22. Para este tiempo de incubación la mayor pendiente corresponde a la temperatura de 20 °C y a partir de este día los valores de **b** correspondientes a las temperaturas de 20 y 15 °C, siempre serán superiores a los de 35 °C que, a su vez, superarán siempre a los de 30 °C. Además, para los ensayos con más de 29 días de incubación los ajustes no son estadísticamente significativos, al igual que los de más de 36 días para la temperatura de 30 °C. Todo ello, vuelve a conducir a la hipótesis de que el tiempo origina una menor dependencia de la emisión de CO₂ del grado de humedad del suelo, a estas temperaturas. Los valores extremos de la pendiente a 35 °C son: 30,552 (muestra **351**) y 259,777 (muestra **359**).

Los valores extremos de la *sensibilidad* (**S**) son 0,31 en el día 1 a capacidad de campo (**S₁100% c.c.**) y 6,49 en el día 9 en las muestras más secas (**S₉40% c.c.**). Además, hasta el día 22 de incubación se registrarán los valores más altos de sensibilidad a las variaciones del grado de humedad del suelo.

El término independiente **a**, para los casos con significación estadística, es negativo hasta el día 15 y es positivo desde día 22 hasta el día 29 de incubación, aunque no llega a tomar valores muy elevados (el valor máximo es 83,65). Este hecho vuelve a inferir que, tal vez, se emita una pequeña cantidad de gas CO₂ que es independiente del contenido de humedad del suelo.

Con el mismo criterio que en el suelo de robledal, para poner de manifiesto la influencia de la temperatura de incubación en los estadísticos obtenidos y por tanto en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo, se compara para todas las temperaturas y para los tiempos control 10, 22 y 43 días, los estadísticos analizados **b**, **S** (al 40% c.c. y 100% c.c.) y **a**, mostrándose los valores en la tabla 5.19.

Se puede observar, en dicha tabla, que en el suelo de prado, al igual que para la función lineal, para tiempos de incubación cortos (10 días), la pendiente (b_{10}) aumenta con la temperatura de incubación, alcanzando el valor mayor a 35 °C; también, el mayor incremento de la pendiente se produce entre las incubaciones realizadas a 10 y 15 °C, siendo de valor similar al obtenido para la función lineal la razón $b_{10}15^{\circ}/b_{10}10^{\circ}$, que es 2,3.

Para tiempos de incubación de 22 y 43 días la pendiente aumenta su valor hasta la temperatura de 20 °C. A partir de esta temperatura o bien disminuye o bien no hay correlaciones con significación estadística. Así en las incubaciones de 21 días, la pendiente, después de disminuir a 30 °C, aumenta a los 35 °C, pero no llega a alcanzar el valor estimado para 20 °C; al igual que en las incubaciones cortas, el mayor incremento de b tiene lugar entre las muestras incubadas a las temperaturas de 10 y 15 °C, ($b_{21}15^{\circ}/b_{21}10^{\circ} = 1,6$), mientras que las razones entre las pendientes obtenidas para el resto de las temperaturas están próximas a 1. De igual manera, a los 43 días de incubación el máximo valor estimado de la pendiente (341,632) se obtiene, (para todas las incubaciones realizadas con el suelo Prado) a 20 °C, siendo dicho valor más de 2 veces superior al obtenido a los 10 días.

Tabla 5.19.- Suelo Prado: valores de los parámetros b , S y a obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO_2 emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + b \log H$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	30 °C	35 °C
b					
b_{10}	46,761	107,273	148,010	160,538	258,426
b_{22}	118,147	193,870	234,309	189,095	215,171
b_{43}	213,596	306,015	341,632
S_{40% c.c.}					
S_{10}	1,17	2,68	3,70	4,01	6,46
S_{22}	2,95	4,85	5,86	4,73	5,38
S_{43}	5,34	7,65	8,54
S_{100% c.c.}					
S_{10}	0,47	1,07	1,48	1,61	2,58
S_{22}	1,18	1,94	2,34	1,89	2,15
S_{43}	2,14	3,06	3,42
a					
a_{10}	-138,8	-363,7	-457,1	-396,9	-542,1
a_{22}	-372,8	-638,8	-661,7	-245,2	55,7
a_{43}	-675,2	-946,8	-904,4

En la tabla 5.19 se pone de manifiesto que a temperaturas de incubación superiores a 30 °C, con el tiempo de incubación disminuye la pendiente, de lo que se puede inferir que la dependencia de las emisiones de CO_2 del grado de humedad del suelo, se hace menor.

Además al aumentar el tiempo de incubación aumentan las *sensibilidades* en todas las temperaturas y para todas las humedades, excepto para las incubaciones realizadas a 35 °C, en las que disminuye. La mayor *sensibilidad* se encontrará en las muestras humectadas al 40% c.c., incubadas a 20 °C y durante 43 días y la menor en las muestras con 100% c.c. incubadas a 10 °C y 10 días. Ahora bien, para tiempos cortos de incubación los máximos de *sensibilidad* tienen lugar a la temperatura de 35 °C, mientras que para tiempos moderados o largos, los valores máximos se obtienen para 20 °C.

El término independiente *a* toma valores que disminuyen con el tiempo, salvo en las temperaturas de 30 y 35 °C, para las que aumenta e, incluso, llega a ser positivo para esta última.

Por tanto, al igual que para el suelo Robledal, la función compuesta explica un alto porcentaje de los resultados obtenidos para los procesos de respiración en el suelo Prado, en función lineal con el logaritmo de la humedad del suelo. Esta relación indica que la dependencia de las cantidades de CO₂ emitido con la humedad está influenciada por la temperatura y el tiempo de incubación, de tal forma que cuanto mayor sean ambos factores la dependencia será menor. Así mismo, indica que en condiciones de sequía los efectos del cambio del grado de humectación serán más acusados en la emisión de gas CO₂ del suelo y que las temperaturas superiores a 30 °C pueden estimular reacciones que originan gas CO₂ como uno de los productos finales, no dependientes del grado de humedad.

5.5.3.3. Suelo Cultivo-patata

Al igual que para los otros dos suelos, en la tabla 5.20 se muestran los valores de los parámetros de la ecuación y coeficientes de correlación estimados para cada temperatura de incubación y tiempo control. Se puede apreciar que tienen significación estadística ($p \leq 0,1$) los ajustes obtenidos para el 100% de los ensayos realizados a 10 °C, el 60% de los de 25 °C, el 58% de los de 15 °C, el 39% de los de 35 °C y el 31% de los de 30 °C. Por lo que los ajustes son peores que para los dos suelos anteriores.

☞ A 10 °C los valores de *r* están comprendidos entre 0,88 y 0,99.

La pendiente es siempre positiva; desde el día 4 hasta el 42, tiende a aumentar con el tiempo de incubación aunque desde el día 10 hasta el 38 es invariable. El valor máximo de este parámetro es 62,844 que se obtiene para la muestra **1043** y el mínimo es 9,393 para la muestra **104**.

Por tanto, los valores extremos de la *sensibilidad* (*S*), serán 0,09 a los 4 días de incubación (*S*₄**100% c.c.**) y 0,97 a los 43 días (*S*₄₃**65% c.c.**).

El término independiente *a* es siempre negativo y tiene tendencia a disminuir con el tiempo de incubación, aunque entre los días 7 y 43 del período de incubación aumenta a medida que aumentan los días.

☞ A 15 °C el coeficiente de correlación r , en los casos en que es estadísticamente significativo desde el día 2 hasta el día 10 de incubación (Tabla 5.20), varía en la horquilla de 0,87 (muestra **152**) y 1 (muestras **153** y **158**).

Para estos casos, la pendiente es positiva y aumenta con el tiempo de incubación, aunque se puede observar que para secuencias de tiempo consecutivas permanece constante como para las muestras de los días 4 y 7 o para las de los días 8, 9 y 10. Los valores de b varían entre 2,348 (muestra **152**) y 16,326 (muestras **159** y **1510**), por lo que la dependencia de la respiración del suelo de la humedad es menor que a la temperatura de 10 °C.

La *sensibilidad* (S), por tanto, es menor que a 10 °C, variando entre los valores extremos 0,02 ($S_{2100\% \text{ c.c.}}$) y 0,25 ($S_{1065\% \text{ c.c.}}$) y aumentando con el tiempo hasta los 10 días de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto menor sea dicho grado de humedad.

Para las estimaciones con significación estadística, a es negativo y puede aumentar o disminuir con el tiempo de incubación, aunque sus valores no son elevados, ya que su valor máximo es -1,97.

☞ A 25 °C el coeficiente de correlación (r) en los casos en los que el ajuste es significativo toma valores comprendidos entre 0,86 (muestra **2524**) y 0,99 (muestras **2510** y **2517**).

Cuando el ajuste es significativo (entre los días 2 y 24 de la incubación) los valores de b son siempre positivos, aumentan con el tiempo de incubación desde el día 4 hasta el día 10 y disminuyen ligeramente desde el día 10 al 24, siendo el rango de variación de 2,348 (muestra **252**) a 43,948 (muestra **2510**). En consecuencia, la dependencia de los procesos respiratorios del grado de humedad del suelo a 25 °C es menor que a 20 y a 10 °C, pero mayor que a 15 °C.

Los valores extremos de la *sensibilidad* (S), son 0,23 en el día 2 de incubación ($S_{2100\% \text{ c.c.}}$) y 0,68 en el día 10 ($S_{1065\% \text{ c.c.}}$).

El término independiente a es negativo, sin una tendencia determinada a lo largo del tiempo de incubación, sino que se observan fuertes oscilaciones en los valores que toma, que van de -0,97 a -143,47.

☞ A 30 °C, los pocos valores de r que tienen significación estadística ($p \leq 0,1$) varían entre 0,86 (muestra **3022**) y 1 (muestras **3036** y **3043**), estos valores se obtienen para los tiempos control comprendidos entre el día 22 y el 43 del período de incubación (Tabla 5.20).

El parámetro b , en los casos en los que el ajuste es significativo, es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde 80,238 a los 22 días hasta

357,330 a los 43 días; este último valor de la pendiente es el mayor de todos los estimados, por lo que en estas condiciones se dará la máxima dependencia del grado de humedad del suelo. No obstante la mayoría de las correlaciones no tienen significación estadística.

Tabla 5.20.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros y de los coeficientes de correlación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación compuesta $R = a + b \log H$.

Muestra	a	b	r	Muestra	a	b	r
101	251	-9,55	2,404	0,52
102	252	-8,97	2,348	0,88 ^d
104	-37,87	9,393	0,88 ^d	254	-0,97	2,348	0,88 ^d
107	-97,69	23,482	0,88 ^d	257	-100,39	30,025	0,97 ^b
1010	-152,77	37,404	0,95 ^c	2510	-143,47	43,948	0,99 ^a
1017	-211,50	53,452	1,00 ^a	2517	-94,47	43,948	0,99 ^a
1022	-204,50	53,452	1,00 ^a	2522	-41,43	43,558	0,86 ^e
1031	-197,50	53,452	1,00 ^a	2531	4,61	43,168	0,69
1038	-190,50	53,452	1,00 ^a	2538	43,66	42,778	0,56
1043	-226,38	62,844	0,99 ^a	2543	52,34	47,029	0,49
151	301	29,70	-2,515	0,26
152	-1,97	2,348	0,88 ^d	302	50,83	-4,975	0,30
153	-7,36	4,641	1,00 ^a	303	42,04	-0,390	0,02
154	-24,14	9,226	0,95 ^c	304	31,26	4,195	0,19
157	-9,14	9,226	0,95 ^c	307	31,09	11,073	0,40
158	-36,05	16,270	1,00 ^a	308	24,31	15,658	0,48
159	-32,63	16,326	0,98 ^b	309	23,91	17,950	0,52
1510	-30,63	16,326	0,98 ^b	3010	24,52	20,243	0,54
1515	83,29	-6,599	0,35	3015	27,57	31,706	0,64
1522	97,29	-6,599	0,35	3022	-110,69	80,238	0,86 ^e
1529	158,11	-5,040	0,05	30t9	-287,77	145,598	0,98 ^b
1536	247,81	-20,698	0,17	3036	-705,14	259,880	1,00 ^a
1543	192,03	-4,261	0,03	3043	-1062,70	357,330	1,00 ^a
201	351	-19,14	9,226	0,95 ^c
202	352	-20,04	13,532	0,58
203	353	-24,40	18,173	0,69
204	354	-69,32	31,984	0,79
207	357	40,69	17,394	0,29
208	358	42,88	19,631	0,31
209	359	54,45	19,575	0,30
2010	35t0	36,13	26,564	0,39
2015	35t5	-55,52	61,508	0,74
2022	3522	-172,77	110,041	0,86 ^e
2029	35t9	-353,89	175,790	0,99 ^a
2036	3536	-674,57	274,414	1,00 ^a
2043	3543	-744,14	307,289	0,99 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

Para esta temperatura los valores extremos de la *sensibilidad* (*S*), son 0,80 (*S*₂₂**100% c.c.**) y 5,50 (*S*₄₃**65% c.c.**), siendo esta última la sensibilidad más elevada de todos los ensayos realizados con el suelo Cultivo-patata.

Los valores estimados de *a* son menores de -100 disminuyendo con el tiempo de incubación llegando a ser tan bajo como -1062,7.

☞ A 35 °C en los ensayos en los que el ajuste tiene significación estadística, $p \leq 0,1$, el coeficiente de correlación *r* toma valores comprendidos entre 0,86 (muestra **3522**) y 1 (muestra **3536**). Aunque predominan las correlaciones que no tienen significación estadística.

Para esta temperatura, cuando el ajuste es significativo, la pendiente es positiva y aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, tomando valores comprendidos entre 9,226 (muestra **351**) y 307,289 (muestra **3543**).

Los valores extremos de la *sensibilidad* (*S*), son 0,09 (*S*₁**100% c.c.**) y 4,73 (*S*₄₃**65% c.c.**).

En los casos en los que el ajuste es estadísticamente significativo, el término independiente *a* es negativo y disminuye con el tiempo de incubación, variando desde -19,14 del primer día de incubación a -744,14 de los 43 días.

Aplicando igual criterio, que en los suelos Robledal y Prado, para poner de manifiesto la influencia de la temperatura de incubación en los datos estimados obtenidos y por tanto en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo, se comparan, para todas las temperaturas ensayadas y para los tiempos control 10, 22 y 43 días los parámetros analizados *b*, *S* (al 65% c.c. y 100% c.c.) y *a*, dando el resultado mostrado en la tabla 5.21.

En el suelo Cultivo-patata para tiempos de incubación cortos (10 días), el mayor valor de la pendiente (*b*₁₀) se obtiene a los 25 °C, ya que para las temperaturas de 30 y 35 °C las estimaciones no tienen significación estadística con $p \leq 0,1$. La razón entre las pendientes de las incubaciones realizadas a 10 y 15 °C es menor que 1 (*b*₁₀**15°/b**₁₀**10°** = 0,44), es decir que al aumentar la temperatura 5 °C la pendiente disminuye, mientras que al aumentar 10 °C, de 15 a 25 °C, la razón es 2,7.

Para tiempos de incubación intermedios (22 días) el valor máximo de la pendiente se obtiene a 35 °C, por lo que para este tiempo de incubación, la máxima dependencia de la respiración de la humedad del suelo, tiene lugar a esta temperatura. La mayor variación de la pendiente se produce entre las temperaturas de 25 y 30 °C siendo el valor de la razón entre ambas de 1,84.

Para tiempos de incubación largos (43 días) la pendiente alcanza su máximo a los 30 °C siendo 1,2 veces superior a la obtenida a 35 °C, es decir, que la mayor dependencia

de la respiración de la humedad del suelo, se produce a la temperatura de 30 °C, en lugar de a los 35 °C.

Tabla 5.21.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros **b**, **S** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + b \log H$.

Parámetros	10 °C	15 °C	25 °C	30 °C	35 °C
b					
b₁₀	37,404	16,326	43,948
b₂₂	53,452	...	43,559	80,238	110,041
b₄₃	62,844	357,330	307,289
S 65% c.c.					
S₁₀	0,58	0,25	0,68
S₂₂	0,82	...	0,67	1,23	1,69
S₄₃	0,97	5,50	4,73
S 100% c.c.					
S₁₀	0,37	0,16	0,44
S₂₂	0,53	...	0,44	0,80	1,10
S₄₃	0,63	3,57	3,07
a					
a₁₀	-152,77	-30,63	-143,5
a₂₂	-204,50	...	-41,4	-110,7	-172,8
a₄₃	-226,38	-1062,7	-744,1

En la tabla 5.21 se puede observar que, para las temperaturas de 10, 30 y 35 °C, con el tiempo aumenta el valor de la pendiente, de lo que se puede inferir que la dependencia de las emisiones de CO₂ del grado de humedad del suelo, es mayor cuanto mayor es la duración de la incubación.

Además, al contrario de lo que sucede en el suelo de prado, en las incubaciones realizadas a 35 °C, al aumentar el tiempo de incubación aumentan las *sensibilidades* para todas las humedades. La mayor *sensibilidad* se encuentra en las muestras humectadas al 65% c.c., incubadas a 35 °C y durante 43 días y la menor en las muestras con 100% c.c. e incubadas a 15 °C y durante 10 días.

El término independiente **a** toma siempre valores negativos, cuyo valor máximo tiene lugar a distinta temperatura dependiendo del tiempo de incubación.

A modo de resumen, se podría decir, que la función compuesta no resulta ser un buen modelo matemático para explicar las variaciones de las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo Cultivo-patata. Las muestras incubadas a 30 °C durante 43 días son las que resultan tener mayor dependencia del grado de humedad del suelo y, a continuación, se encontrarían las incubadas a 35 °C.

5.5.4. Función cuadrática incompleta: $R = a + c H^2$ (parábola de vértice 0 , a)

Estas parábolas, como bien indican las coordenadas del vértice tienen como eje de simetría el eje de ordenadas, por tanto en el rango de humedad de este trabajo (semieje positivo de abscisas) queda la rama derecha de estas parábolas. Esta rama según el valor de c será ascendente (c positivo) o descendente (c negativo).

Al igual que en la función compuesta la *sensibilidad*, definida como derivada de la función, no es constante, como sucedía en la función afín, por lo que es conveniente su análisis. Para ello se realizarán los cálculos necesarios y oportunos, en base a la expresión: $S = 2cH$; en consecuencia, dado que para una misma temperatura y tiempo de incubación el valor que toma c no varía, S aumentará al aumentar la humedad del suelo. Por lo que, cuanto mayor sea el grado de humedad de las muestras, más sensible será el proceso de emisión de CO_2 a las variaciones del contenido en agua.

5.5.4.1. Suelo Robledal

Los datos estadísticos obtenidos para esta ecuación, para cada temperatura de incubación y tiempo control, se reflejan en la tabla 5.22. De los ajustes obtenidos para esta ecuación, tienen significación estadística con $p \leq 0,1$ (r^2 superior a 0,53): el 100% de los ensayos realizados a 15, 20 y 30 °C, el 83% de los de 25 °C, el 71% de los de 35 °C y tan sólo el 8% de los de 10 °C, por lo que este último se desestima.

☞ A 15 °C, el coeficiente de determinación r^2 , varía en la horquilla de 0,90 (muestra **154**) a 0,98 (muestra **158**).

El coeficiente c para los casos en que los ajustes tiene significación estadística es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, Sus valores varían entre $10,41 \times 10^{-4}$ (muestra **151**) y 239×10^{-4} (muestra **1542**). Por lo que la *sensibilidad* (S) debe variar entre los valores extremos de 0,08 para las muestras humectadas al 39% de capacidad de campo y un día de incubación ($S_{139\% \text{ c.c.}}$) y 4,78 para las muestras humectadas al 100% de capacidad de campo y 42 días de incubación ($S_{42100\% \text{ c.c.}}$); aumentando con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y obviamente tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad.

La ordenada en el origen o término independiente, a , es positivo y aumenta a medida que lo hace el tiempo de incubación, siendo su valor a los 42 días 101,49.

☞ A 20 °C el rango de variación de r^2 va de 0,78 (muestra **202**) a 0,88 (muestra **2042**).

Al igual que en los casos anteriores, c es siempre positivo y aumenta de forma paulatina con el tiempo de incubación, de tal forma que su valor mínimo es $9,96 \times 10^{-4}$ (muestra **201**) y el máximo es $254,00 \times 10^{-4}$ (muestra **2043**). Si se compara la evolución de los valores de los coeficientes c de esta temperatura con la anterior de 15 °C, se comprueba que, excepto para el primer día de incubación, la dependencia de la humedad de las

emisiones de CO₂ es mayor a 20 °C a cualquier tiempo de incubación, esto es, la *sensibilidad* (**S**) es superior a 20 °C. Los valores extremos de **S** son 0,08 (**S_{139%} c.c.**) y 5,08 (**S_{43100%} c.c.**).

También **a** es positivo, aumentando con el tiempo de incubación, siendo su valor máximo 303,27 a los 43 días.

☞ A 25 °C, en los casos en los que el ajuste es significativo, el coeficiente de determinación (**r²**) toma valores comprendidos entre 0,75 (muestra **254**) y 0,92 (muestra **2542**).

Los valores de **c** son siempre positivos y aumentan con el tiempo de incubación, siendo el rango de variación de 50×10^{-4} a 240×10^{-4} .

La evolución de este coeficiente determina que la *sensibilidad* (**S**) sea mayor a esta temperatura que a las temperaturas inferiores, aumentando, de igual modo que ésta, con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad. Así, por ejemplo, **S_{465%} c.c.** es igual a 0,64 mientras que **S_{480%} c.c.** es igual a 0,79 y **S_{4265%} c.c.** es 4,84, al igual que **S_{4280%} c.c.** es 5,95.

Análogamente a lo que sucedía para 15 y 20 °C las estimaciones del parámetro **a**, siguen siendo positivas y aumentando con el tiempo, de tal forma que su valor mínimo es 62,76 en el cuarto día de incubación y el máximo (361,70), se produce en el día 42.

☞ A 30 °C, los valores que toma **r²** varían entre 0,62 (muestra **302**) y 0,90 (muestra **3035**).

El coeficiente **c** es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde $16,60 \times 10^{-4}$ en el día 1 de incubación, hasta $326,00 \times 10^{-4}$ en el día 43.

En este caso la *sensibilidad* (**S**) si se compara con la temperatura de 25 °C, para todos los tiempos de incubación será inferior a 30 que a 25 °C, sea cual sea el grado de humedad del suelo.

Los valores estimados de **a** son positivos y se incrementan con el tiempo de incubación.

☞ A 35 °C, en los casos en los que el ajuste es significativo, el coeficiente de determinación, **r²**, toma valores comprendidos entre 0,55 (muestra **3532**) y 0,77 (muestra **3543**).

Para todos los casos el coeficiente **c** es positivo y, en general, aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, tomando valores comprendidos entre $22,4 \times 10^{-4}$ (muestra **351**) y 380×10^{-4} (muestra **3543**).

Si se compararan las evoluciones de los coeficientes c para las temperaturas de 35, 30 y 25 °C, se puede observar que, si bien inicialmente, para los tiempos de incubación inferiores a los 7 días, a 35 °C los valores son superiores, después de este momento los valores más altos se corresponden con la temperatura de 25 °C hasta el día 36, momento en que vuelven a ser superiores los coeficientes de las incubaciones realizadas a 35 °C.

Por ello, la *sensibilidad* (S) variará en función del grado de humedad y del tiempo de incubación, de tal forma que, para tiempos largos, en las muestras más húmedas pequeñas modificaciones en el porcentaje de humedad podrán originar cambios sustanciales en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo.

El término independiente a es positivo y, en relación con las demás temperaturas, tiene valores más altos para todos los tiempos de incubación, llegando a tener un valor de 1005,69 a los 43 días de incubación.

Con el fin de evidenciar la influencia de la temperatura de incubación en los parámetros obtenidos y por tanto en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo, se comparan, para todas las temperaturas investigadas y para los tiempos control 10, 21 y 43 días, los parámetros analizados c , S (al 39% c.c. y 100% c.c.) y a (Tabla 5.23).

Como se puede comprobar en la tabla 5.23, se repite el comportamiento observado en las dos funciones anteriores, ya que para los tiempos 10 y 21 de incubación, el valor máximo del coeficiente se estima a la temperatura de 25 °C (c_{10} y c_{21}) y, lógicamente también, aumenta al aumentar ésta de 15 a 25 °C, mientras que disminuye si la temperatura aumenta de 25 a 35 °C. Sin embargo, a los 10 días de incubación el mayor incremento de c se produce al pasar de incubar a 20 °C a hacerlo a 25 °C ($c_{10}^{25^\circ}/c_{10}^{20^\circ} = 2,1$) y no al pasar de 10 a 15 °C como en las dos ecuaciones analizadas anteriormente. La menor variación de c tiene lugar en los tránsitos de 25 a 30 °C y de 30 a 35 °C, en los que el valor de la razón es el mismo ($c_{10}^{30^\circ}/c_{10}^{25^\circ}$ y $c_{10}^{35^\circ}/c_{10}^{30^\circ} = 0,7$). Asimismo, sobre los 21 días, también el mayor incremento corresponde al cambio de 20 a 25 °C en la temperatura de incubación, aunque la razón es de menor cuantía que a los 10 días ($c_{21}^{25^\circ}/c_{21}^{20^\circ} = 1,6$).

Cuando el tiempo de incubación es de 43 días, como en las anteriores funciones, el mayor valor estimado de c se registra a los 35 °C (380×10^{-4}) y a 30 °C tiene menor valor que a 25 °C. De igual modo que para los tiempos control inferiores, el mayor incremento de c se estima entre las temperaturas de 20 y 25 °C, siendo $c_{43}^{20^\circ}/c_{43}^{25^\circ} = 1,5$ y disminuye entre las de 25 y 30 °C ($c_{43}^{30^\circ}/c_{43}^{25^\circ} = 0,9$).

La mayor *sensibilidad* se encontrará en las muestras humectadas al 100% c.c., incubadas a 35 °C y durante 43 días y la menor en las muestras con 39% c.c. incubadas a 35 °C y 10 días. Ahora bien, para tiempos cortos y moderados de incubación los máximos de *sensibilidad* tienen lugar para ambos niveles de humectación a la temperatura de 25 °C.

Tabla 5.22.- Suelo Robledal: valores de los parámetros y de los coeficientes de determinación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación $R = a + c H^2$.

Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²
101	4,60	-0,63	0,00	251	14,12	12,9	0,45
102	6,90	-0,28	0,00	252	34,37	22,4	0,45
104	14,72	3,66	0,03	254	62,76	49,2	0,75 ^d
107	28,63	6,54	0,10	257	94,04	100,6	0,90 ^b
109	33,28	8,52	0,15	259	128,91	157,0	0,90 ^b
1011	38,53	13,49	0,32	2511	144,55	173,0	0,91 ^b
1014	46,24	18,98	0,27	2514	168,36	194,0	0,91 ^b
1021	57,42	34,91	0,52	2521	217,14	242,0	0,89 ^b
1024	62,36	39,99	0,57 ^e	2524	245,80	251,0	0,88 ^b
1028	72,58	50,44	0,52	2528	272,54	271,0	0,88 ^b
1035	90,05	64,02	0,52	2535	320,67	318,0	0,89 ^b
1042	107,38	73,81	0,53 ^e	2542	361,70	372,0	0,92 ^b
151	2,98	10,41	0,98 ^a	301	25,82	16,6	0,73 ^d
152	6,11	14,7	0,94 ^a	302	52,00	19,4	0,62 ^e
154	16,10	24,7	0,90 ^a	304	97,32	37,8	0,76 ^d
157	25,24	47,0	0,96 ^a	307	130,39	65,0	0,86 ^b
159	27,91	62,5	0,98 ^a	309	159,57	90,0	0,89 ^b
1511	31,09	82,0	0,99 ^a	3011	191,29	116,0	0,90 ^b
1514	35,89	96,8	0,98 ^a	3014	220,22	156,0	0,87 ^b
1518	46,16	118,9	0,98 ^a	3018	294,29	184,0	0,88 ^b
1521	49,83	134,0	0,98 ^a	3021	338,70	199,0	0,87 ^b
1528	68,26	179,7	0,97 ^a	3028	447,36	240,0	0,89 ^b
1535	84,30	208,1	0,97 ^a	3035	533,17	288,0	0,90 ^b
1542	101,50	239,0	0,97 ^a	3042	631,75	326,0	0,89 ^b
201	9,99	9,96	0,85 ^b	351	48,37	22,4	0,73 ^d
202	20,63	17,4	0,78 ^c	352	92,85	40,9	0,66 ^d
203	28,01	26,6	0,85 ^b	353	136,16	46,0	0,65 ^e
204	34,82	35,5	0,85 ^b	354	168,21	54,0	0,66 ^d
207	53,61	60,3	0,86 ^b	357	262,09	66,0	0,68 ^d
208	59,64	67	0,86 ^b	358	288,05	63,0	0,67 ^d
209	64,59	76,2	0,85 ^b	359	310,57	70,0	0,68 ^d
2010	70,62	82,9	0,85 ^b	3510	329,62	79,0	0,69 ^d
2014	96,83	106,4	0,83 ^c	3514	413,25	105,0	0,73 ^d
2015	106,49	108	0,84 ^c	3515	442,43	101,0	0,76 ^d
2018	126,10	124	0,85 ^b	3518	524,92	95,0	0,34
2021	143,40	148	0,85 ^b	3521	575,60	126,0	0,41
2022	149,17	156	0,86 ^b	3522	592,20	137,0	0,43
2025	175,25	168	0,80 ^c	3525	647,98	182,0	0,52
2028	194,14	185	0,83 ^c	3528	705,59	207,0	0,49
2029	200,44	191	0,83 ^c	3529	724,79	215,0	0,49
2032	220,63	208	0,87 ^b	3532	770,74	258,0	0,55 ^e
2036	252,95	222	0,86 ^b	3536	830,42	338,0	0,66 ^d
2039	273,02	236	0,87 ^b	3539	933,17	317,0	0,73 ^d
2042	295,70	249	0,88 ^b	3542	987,56	362,0	0,76 ^d
2043	303,27	254	0,88 ^b	3543	1005,69	380,0	0,77 ^c

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

Los valores estimados del término independiente **a** son positivos y aumentan al aumentar la temperatura y el tiempo de incubación, por lo que se podría decir que, a medida que la temperatura de incubación sea más alta y el número de días incubando aumente, se incrementará la cantidad de gas CO₂ emitido por el suelo que es independiente del grado de humedad.

Como resumen, se podría decir que esta ecuación, explica un porcentaje alto de la varianza de los datos experimentales obtenidos, para las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo Robledal, en función de la humedad, siempre y cuando la temperatura de incubación sea superior a 10 °C. También es cierto, que para las temperaturas de 35 y 30 °C los coeficientes de determinación son inferiores a los de las demás temperaturas estudiadas.

Tabla 5.23.- Suelo Robledal: valores de los parámetros **c**, **S** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 21 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + c H^2$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
c x 10⁻⁴						
c₁₀	...	82,00	82,90	173,00	116,00	79,00
c₂₁	...	134,00	148,00	242,00	199,00	...
c₄₃	...	239,00	254,00	372,00	326,00	380,00
S_{39% c.c.}						
S₁₀	...	0,64	0,65	1,35	0,90	0,62
S₂₁	...	1,05	1,15	1,89	1,55	...
S₄₃	...	1,86	1,98	2,90	2,54	2,96
S_{100% c.c.}						
S₁₀	...	1,64	1,66	3,46	2,32	1,58
S₂₁	...	2,68	2,96	4,84	3,98	...
S₄₃	...	4,78	5,08	7,44	6,52	7,60
a						
a₁₀	...	31,09	70,62	144,55	191,29	329,60
a₂₁	...	49,83	143,40	217,14	338,70	...
a₄₃	...	101,50	303,27	361,70	631,75	1005,69

Mediante esta relación se vuelve a poner de manifiesto la importancia que tienen, además del grado de humedad del suelo, la temperatura y el tiempo en las emisiones de gas CO₂ en un suelo con un determinado grado de humedad, como se ha comentado con anterioridad. En este caso, las emisiones de CO₂ se verán más afectadas cuando la humectación del suelo oscile entre valores próximos a los de capacidad de campo (c.c.), debido a que es más sensible a la variación de los cambios de humedad, para todas las temperaturas de ensayo. Además, de forma general teniendo en cuenta los resultados obtenidos para esta ecuación, en todas la temperaturas (excepto 10 °C) y a cualquier tiempo de incubación, será factible que una determinada cantidad de CO₂ emitido, se produzca en

el suelo independientemente de su grado de humedad; dicha cantidad aumentaría con la temperatura y el tiempo de incubación.

5.5.4.2. Suelo Prado

En la tabla 5.24 se reflejan los valores estimados mediante la función cuadrática incompleta para cada temperatura de incubación. Se obtuvieron ajustes, para cada temperatura de incubación, con significación estadística igual o superior a $p \leq 0,1$ en los porcentajes siguientes: 92% para 30 y 35 °C, y 100% para 10, 15 y 20 °C.

El coeficiente de determinación r^2 puede tomar valores entre 0,60 y 1, teniendo en cuenta todos los ensayos realizados con este suelo.

☞ A 10 °C los valores del coeficiente de determinación r^2 varían entre 0,62 y 0,85.

El coeficiente, c , es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, por lo que su valor máximo ($207,00 \times 10^{-4}$) se determina a los 43 días y el mínimo ($5,93 \times 10^{-4}$) en el primer día.

La *sensibilidad* (S), por tanto, aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad variando entre los valores extremos de 0,05 ($S_{140\% \text{ c.c.}}$) y 4,14 ($S_{43100\% \text{ c.c.}}$).

El término independiente a es positivo para todos los ensayos realizados a esta temperatura y aumenta con el tiempo de incubación, siendo 110,11 su valor estimado para la muestra **1042**.

☞ A 15 °C, los valores que puede tomar r^2 están comprendidos entre 0,90 (muestra **151**) y 0,99 (muestra **154**).

El coeficiente c , es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, siendo sus valores extremos $39,4 \times 10^{-4}$ (muestra **151**) y 333×10^{-4} (muestra **1543**). Estos valores son mayores que los obtenidos para la temperatura de 10 °C, por lo que la dependencia de las emisiones de CO₂ del grado de humedad del suelo, es mayor a los 15 °C que a los 10 °C. Debido a ello, la *sensibilidad* (S), es mayor que a 10 °C, pudiendo variar entre los valores extremos 0,32 a las condiciones de humedad del 40% de la capacidad de campo y 1 día de incubación ($S_{140\% \text{ c.c.}}$) y 6,66 a las condiciones de capacidad de campo y después de incubar 43 días ($S_{43100\% \text{ c.c.}}$). Además S aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad.

Los valores estimados para a son positivos, excepto para los días 1 y 2, y sin ninguna excepción aumenta su valor con el tiempo de incubación; sus valores extremos son -4,14 para la muestra **151** y 157,90 para la **1543**.

☞ A 20 °C, los valores estimados para r^2 varían entre 0,95 (muestra **208**) y 0,99 (muestra **202**).

Al igual que en las temperaturas anteriores, c es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación, de tal forma que su valor mínimo, $22,3 \times 10^{-4}$, corresponde a la muestra del día primero (muestra **201**) y el máximo, 380×10^{-4} , a la del último día (muestra **2043**). Al comparar estos datos con los obtenidos a 15 °C, se comprueba que hasta el tercer día de incubación los valores de c son inferiores a los obtenidos a 15 °C, mientras que a partir de ese día siempre serán superiores los de 20 °C.

Por ello, a partir del tercer día, la *sensibilidad* (S) es superior a 20 °C que a las temperaturas de 10 y 15 °C y, al igual que para ellas, aumenta con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad. Sus valores extremos son 0,18 ($S_{140\% \text{ c.c.}}$) y 7,60 ($S_{43100\% \text{ c.c.}}$).

Para esta temperatura los valores estimados de a son positivos y aumentan con el tiempo de incubación, de tal modo que sus valores extremos se obtienen en los días 1 y 43 (13,36 y 323,94, respectivamente).

☞ A 30 °C, el ajuste no es estadísticamente significativo para la muestra incubada durante 43 días. En los demás casos, los valores que toma r^2 varían en la horquilla: 0,80 (muestra **3036**) y 1 (muestra **302**).

El coeficiente c es siempre positivo y aumenta con el tiempo, excepto del día 15 al 22 de incubación en que disminuye. A partir del día 22, aumenta hasta el día 36 para tener, a continuación, a los 43 días un descenso muy acusado. Los valores extremos entre los que varía c van desde $19,5 \times 10^{-4}$, en el día 1 de incubación, hasta 272×10^{-4} , en el día 36. Si se vuelve a realizar la comparación de los valores que toma c a lo largo del tiempo a las temperaturas inferiores (con excepción de la de 10 °C, en la que los valores de c son siempre inferiores), se concluye que en general c a 30 °C es mayor que a 25 °C hasta el día 22 de incubación; también es mayor que a 20 °C, con excepción del día 1, pero sólo hasta el día 15 y con relación a 15 °C, con excepción de los 2 primeros días, es mayor hasta el día 22. Estos resultados son similares a los obtenidos con la aplicación de la función compuesta y, como ya se comentó, en ese momento se puede pensar que, a medida que se incrementa la temperatura de incubación, el tiempo podría determinar una menor dependencia de las emisiones de CO_2 del grado de humedad del suelo.

Por el comportamiento del coeficiente c se deduce que la *sensibilidad* (S), aumenta con el tiempo de incubación, hasta el día 15 de incubación, ya que en ese día el valor de c es máximo, y sus valores extremos son 0,16 ($S_{140\% \text{ c.c.}}$) y 5,24 ($S_{15100\% \text{ c.c.}}$).

Los valores estimados de a son positivos y se incrementan con el tiempo de incubación, siendo más elevados que los correspondientes a los obtenidos para temperaturas inferiores; sus valores extremos son 30,16 y 674,81.

Tabla 5.24.- Suelo Prado: valores de los parámetros y de los coeficientes de determinación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación $R = a + c H^2$.

Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²
101	3,96	5,93	0,78 ^c	251
102	7,34	11,55	0,74 ^d	252
103	8,62	20,05	0,82 ^c	253
104	12,68	23,5	0,81 ^c	254
107	18,51	38,7	0,82 ^c	257
108	23,51	39,2	0,85 ^b	258
109	27,43	41,6	0,79 ^c	259
1010	32,09	47,1	0,81 ^c	2510
1015	49,91	84,9	0,76 ^d	2515
1022	61,46	114,5	0,71 ^d	2522
1029	77,04	143,2	0,62 ^e	2529
1036	83,84	194	0,74 ^d	2536
1043	110,11	207	0,70 ^d	2543
151	-4,13	39,4	0,90 ^b	301	30,16	19,5	0,97 ^a
152	-0,12	49,32	0,96 ^a	302	44,83	44,0	1,00 ^a
153	2,72	56,82	0,99 ^a	303	61,99	63,5	1,00 ^a
154	4,33	67,89	0,99 ^a	304	74,09	89,5	1,00 ^a
157	13,20	95,6	0,98 ^a	307	125,04	140,0	0,99 ^a
158	15,65	106,5	0,98 ^a	308	139,62	158	1,00 ^a
159	19,91	112,8	0,97 ^a	309	160,05	167	1,00 ^a
1510	21,32	120,6	0,96 ^a	3010	178,00	183	1,00 ^a
1515	38,98	149,6	0,92 ^b	3015	267,78	262	1,00 ^a
1522	61,95	209,1	0,92 ^b	3022	422,16	233	1,00 ^a
1529	94,78	263,5	0,92 ^b	3029	568,50	243	0,87 ^b
1536	136,49	305	0,90 ^b	3036	674,81	272	0,80 ^c
1543	157,90	333	0,91 ^b	3043	880,30	94	0,07
201	13,36	22,3	0,99 ^a	351	63,96	30,3	0,77 ^c
202	23,07	40	0,99 ^a	352	112,10	56	0,83 ^c
203	31,89	55,6	0,98 ^a	353	152,77	97	0,88 ^b
204	41,48	74,8	0,98 ^a	354	179,46	169	0,94 ^a
207	62,83	122,4	0,96 ^a	357	287,66	245	0,90 ^b
208	67,48	136,1	0,95 ^a	358	321,27	264	0,90 ^b
209	71,26	149,1	0,95 ^a	359	356,85	272	0,89 ^b
2010	77,31	160,7	0,95 ^a	3510	396,82	270	0,89 ^b
2015	117,62	223	0,96 ^a	3515	596,66	261	0,88 ^b
2022	184,13	255	0,96 ^a	3522	812,18	270	0,88 ^b
2029	230,87	303	0,98 ^a	3529	976,97	330	0,86 ^b
2036	281,32	340	0,98 ^a	3536	1178,96	290	0,60 ^c
2043	323,94	380	0,98 ^a	3543	1380,95	250	0,35

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

☞ A 35 °C, el coeficiente de determinación r^2 , toma valores comprendidos entre 0,60 (muestra **3536**) y 0,94 (muestra **354**), excepto para la muestra **3543**, para la que el ajuste no es significativo.

El coeficiente (c) es siempre positivo, aumentando al aumentar el tiempo de incubación hasta el día 9 y a partir de ahí oscila hasta que finalmente experimenta un acusado descenso en el día 36. Además, se puede decir que los valores que toma c son en general claramente superiores a cualquier otra temperatura. Al igual que a 30 °C los ajustes no son estadísticamente significativos para los ensayos con más de 36 días de incubación, lo que podría indicar, una vez más, que a estas temperaturas el tiempo origina una menor dependencia de la emisión de CO₂ del grado de humedad del suelo. Los valores extremos de c a 35 °C son: $30,3 \times 10^{-4}$ (muestra **351**) y 330 (muestra **3529**).

Los valores extremos de la *sensibilidad* (S) serán por tanto, 0,24 ($S_{140\% \text{ c.c.}}$) y 6,6 ($S_{29100\% \text{ c.c.}}$).

El término independiente a es positivo para todos los tiempos y aumenta al incrementarse los días de incubación, siendo sus valores mínimo y máximo: 63,96 y 1178,96 respectivamente.

En la tabla 5.25 se reflejan los parámetros analizados c , S (al 40% c.c. y 100% c.c.) y a para los tiempos control de 10, 22 y 43 días a las temperaturas ensayadas, con el objeto de evidenciar la influencia de la temperatura de incubación en la evolución de dichos parámetros y por tanto, en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo.

Al observar dicha tabla se comprueba que los coeficientes c_{10} y c_{22} aumentan con la temperatura de incubación, alcanzando el valor mayor a 35 °C. La evolución para tiempos de incubación cortos (10 días) es igual que en las dos funciones analizadas anteriormente; asimismo, el mayor incremento del coeficiente se produce entre las incubaciones realizadas a 10 y 15 °C, siendo la razón $c_{1015^\circ}/c_{1010^\circ}$ igual a 2,6; para este tiempo de incubación, y al igual que para las funciones anteriores el menor incremento también tiene lugar entre las incubaciones realizadas a 20 y a 25 °C, ($c_{1025^\circ}/c_{1020^\circ} = 1$). No sucede lo mismo para tiempos medios, 22 días, ya que en las funciones anteriores, los máximos de c se estimaron a 20 y 25 °C, mientras que en esta función cuadrática dicho máximo se obtiene a 35 °C, como se ha indicado anteriormente. No obstante, el incremento más acusado de este coeficiente se produce de igual modo que para las otras ecuaciones entre las temperaturas de 10 y 15 °C ($c_{2215^\circ}/c_{2210^\circ} = 1,8$) y el menor entre 20 y 25 °C ($c_{2225^\circ}/c_{2220^\circ} = 0,9$).

Para tiempos de incubación largos, 43 días, c aumenta su valor hasta la temperatura de 20 °C, a partir de la cual o bien disminuye, o bien no hay correlaciones con significación estadística. Por tanto, la evolución es similar a la de las funciones afín y compuesta; al igual que en ellas el valor de c_{43} a 20 °C (380×10^{-4}), es el máximo que toma el coeficiente c para todas estas incubaciones y es más de 2 veces superior que el que toma a los 10 días.

También se puede observar, en la tabla 5.25, que a temperaturas de incubación superiores a 20 °C, con el tiempo disminuye el valor de *c*, lo que permite deducir que, posiblemente, la dependencia de las emisiones de CO₂ del grado de humedad del suelo es menor a medida que aumenta el tiempo de incubación.

Asimismo, al aumentar el tiempo de incubación aumentan las *sensibilidades* para todas las temperaturas y para todas las humedades, excepto para las incubaciones realizadas a 35 °C, en las que, al ser *c* constante, no varían. Sin embargo, la mayor *sensibilidad* se encontrará en las muestras humectadas al 100% c.c., incubadas a 20 °C y durante 43 días y la menor en las muestras humectadas al 40% c.c. a 10 °C y 10 días de incubación. Para tiempos cortos y moderados de incubación los máximos de *sensibilidad* tienen lugar a la temperatura de 35 °C.

Los valores del término independiente *a*, se incrementan con el tiempo, para todas las temperaturas de incubación.

Tabla 5.25.- Suelo Prado: valores de los parámetros *c*, *S* y *a* obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + c H^2$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	30 °C	35 °C
<i>c x 10⁻⁴</i>					
<i>c</i>₁₀	47,1	120,6	160,7	183	270
<i>c</i>₂₂	114,5	209,1	255	233	270
<i>c</i>₄₃	207	333	380
<i>S</i> 40% c.c.					
<i>S</i>₁₀	0,38	0,96	1,29	1,46	2,16
<i>S</i>₂₂	0,92	1,67	2,04	1,86	2,16
<i>S</i>₄₃	1,66	2,66	3,04
<i>S</i> 100% c.c.					
<i>S</i>₁₀	0,94	2,41	3,21	3,66	5,40
<i>S</i>₂₂	2,29	4,18	5,10	4,66	5,40
<i>S</i>₄₃	4,14	6,66	7,60
<i>a</i>					
<i>a</i>₁₀	32,1	21,3	77,3	178,0	396,8
<i>a</i>₂₂	61,5	62,0	184,1	422,2	812,2
<i>a</i>₄₃	110,1	157,9	323,9

A modo de resumen se podría decir, que mediante esta función cuadrática, también se puede explicar un porcentaje elevado de la varianza de los datos experimentales obtenidos para la respiración del suelo de prado. En las temperaturas extremas de 10 y 35 °C, se obtienen los coeficientes de determinación más bajos y para períodos largos de incubación, 43 días, en los ensayos realizados a 30 y 35 °C las correlaciones no son estadísticamente significativas ($p \leq 0,1$). Esto pone de manifiesto la importancia que tienen la temperatura y el tiempo sobre la dependencia de las emisiones de CO₂ de la humedad

del suelo. Según esta función, tendrán mayor repercusión en dichas emisiones las variaciones del grado de humectación en el suelo a capacidad de campo y, al igual que en las otras funciones analizadas, cuanto mayor sea la temperatura podrán ser mayores las cantidades de CO₂ emitidas independientemente del grado de humectación del suelo.

5.5.4.3. Suelo Cultivo-patata

Los valores de los parámetros estimados mediante esta ecuación cuadrática para cada temperatura de incubación y tiempo control, se muestran, al igual que en los otros dos suelos, en la tabla 5.26. Los resultados obtenidos para este suelo, no son tan buenos como para los suelos Robledal y Prado, ya que sólo tienen significación estadística ($p \leq 0,1$) los ajustes obtenidos para el 100% de los ensayos realizados a 10 °C, el 60% de los de 25 °C, el 58% de los de 15 °C, el 31% de los de 35 °C y el 23% de los de 30 °C. Sin embargo, de manera similar esta misma falta de bondad de los ajustes se obtuvo para las ecuaciones afín y compuesta.

☞ A 10 °C los valores de r^2 están comprendidos entre 0,86 y 1 para todas las muestras.

El coeficiente c es positivo y aumenta desde el día 4 hasta el día 17, desde el día 17 hasta el 38 no varía y vuelve a aumentar del 38 al 42. Su valor máximo es $46,8 \times 10^{-4}$ en la muestra **1042** y el mínimo es $7,3 \times 10^{-4}$ en la muestra **104**. Por lo tanto, los valores extremos de la *sensibilidad* (S) son 0,94 ($S_{42}100\% \text{ c.c.}$) y 0,10 ($S_{42}65\% \text{ c.c.}$).

El término independiente a es negativo desde el día 4 hasta el día 17, y positivo desde el día 24 hasta el 42. Por lo que respecta a sus valores hay que decir que disminuye con el tiempo de incubación hasta el día 10 y que aumenta desde ese momento hasta el final de la incubación.

☞ A 15 °C el coeficiente de determinación r^2 , en los casos en que estadísticamente es significativo, esto es hasta el día 15 de la incubación, varía en la horquilla de 0,83 (muestras **154** y **157**) y 1 (muestra **158**).

Se puede observar que, para estos casos, el coeficiente c es positivo y tiende a aumentar con el tiempo de incubación, a excepción de los días 4, 7, 9 y 10 de incubación, en los que permanece constante. El rango de valores de c varía entre $1,84 \times 10^{-4}$ (muestra **152**) y $12,3 \times 10^{-4}$ (muestra **1510**) el cual es menor que a la temperatura de 10 °C.

Al ser los valores de c menores que los de 10 °C la *sensibilidad* (S) también es menor, pudiendo variar entre los valores extremos de 0,02 a los 2 días ($S_{2}65\% \text{ c.c.}$) y de 0,25 a los 10 días de incubación ($S_{10}100\% \text{ c.c.}$), aumentando con el tiempo de incubación para cualquier grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea dicho grado de humedad. Estos valores indican que la dependencia de la respiración del suelo del nivel de humedad es menor que a la temperatura de 10 °C.

Las estimaciones del término independiente **a** son positivas y aumentan con el tiempo de incubación, siendo su valor máximo 32,54 a los 10 días de incubación.

☞ A 25 °C, el coeficiente de determinación (r^2) toma valores comprendidos entre 0,88 (muestra **257**) y 0,92 (muestras **2510** y **2517**), en los casos en los que el ajuste es significativo.

Los valores de **c**, cuando el ajuste es significativo (esto es, del día 2 al día 17 de incubación), son siempre positivos. Con el tiempo de incubación o bien aumentan o bien permanecen invariables; por ejemplo, del día 2 al 4 no varía y del 4 al 7 aumenta. El rango de variación es de $1,84 \times 10^{-4}$ (muestras **252** y **254**) a $31,5 \times 10^{-4}$ (muestras **2510** y **2517**). En consecuencia, la dependencia de los procesos respiratorios del grado de humedad del suelo es menor a 25 °C que a 10 °C, pero mayor que a 15 °C.

Los valores extremos de la *sensibilidad* (**S**) son 0,02 (**S_{265%} c.c.** y **S_{465%} c.c.**) y 0,63 (**S_{10100%} c.c.** y **S_{17100%} c.c.**).

El término independiente **a** es positivo y aumenta, de forma clara, con el tiempo de incubación, siendo su valor máximo 76,64.

☞ A 30 °C, los valores de r^2 que tienen significación estadística $p \leq 0,1$ (sólo un 23% de los ajustes que corresponde a los del día 1 y desde el día 29 hasta el final de la incubación), varían entre 0,89 (muestra **3029**) y 0,98 (muestras **3036** y **3043**).

Para estos ajustes, el coeficiente **c** es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde 104×10^{-4} a los 29 días hasta 261×10^{-4} a los 43 días. Este valor de **c** es el mayor de todos los estimados para este suelo, por lo que en estas condiciones se dará la máxima dependencia del grado de humedad del suelo.

Los valores extremos de la *sensibilidad* (**S**), para esta temperatura, son 1,35 (**S_{2965%} c.c.**) y 5,22 (**S_{43100%} c.c.**), siendo esta última la sensibilidad más elevada de todos los ensayos realizados con el suelo Cultivo-patata.

Los valores estimados de **a** son superiores a la centena, aumentando con el tiempo de incubación, siendo su valor a los 43 días 325,31.

☞ A 35 °C, el 31% de los ensayos tiene significación estadística $p \leq 0,1$; en ellos el coeficiente r^2 toma valores comprendidos entre 0,83 (muestra **351**) y 1 (muestra **3543**).

En los casos estadísticamente significativos el coeficiente **c** es positivo y aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, tomando valores comprendidos entre $6,5 \times 10^{-4}$ (muestra **351**) y 229×10^{-4} (muestra **3543**). Se da la circunstancia de que para los días 29 y 36 de incubación sus valores son superiores a los correspondientes de 30 °C y, sin embargo, para el día 43 son inferiores, lo que da lugar, una vez más, a la hipótesis de que el tiempo, a esta temperatura, disminuye la influencia de la humedad en las cantidades de

CO₂ emitido. De forma lógica los valores extremos de la *sensibilidad* (S) son 0,08 (S_{165%} c.c.) y 4,58 (S_{43100%} c.c.).

Tabla 5.26.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros y de los coeficientes de determinación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación $R = a + c H^2$.

Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	Muestra	<i>a</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²
101	251	-0,45	2,12	0,38
102	252	0,07	1,84	0,86 ^c
104	-1,72	7,3	0,86 ^c	254	8,07	1,84	0,86 ^c
107	-7,29	18,4	0,86 ^c	257	16,64	21,4	0,88 ^b
1010	-8,30	28,6	0,96 ^b	2510	27,64	31,5	0,92 ^b
1017	-4,12	39,5	1,00 ^a	2517	76,64	31,5	0,92 ^b
1024	2,88	39,45	1,00 ^a	2524	129,32	30	0,62
1031	9,88	39,45	1,00 ^a	2531	175,00	28	0,36
1038	16,88	39,5	1,00 ^a	2538	213,67	26	0,20
1042	17,16	46,8	1,00 ^a	2542	240,02	27	0,15
151	301	20,51	-2,7	0,14
152	7,07	1,84	0,86 ^c	302	32,49	-5,1	0,17
153	10,67	3,4	0,98 ^a	303	41,68	-2,0	0,02
154	11,86	6,5	0,83 ^d	304	48,87	1,2	0,01
157	26,86	6,5	0,83 ^d	307	75,66	5,8	0,08
158	27,07	12	1,00 ^a	308	86,85	8,9	0,14
159	30,54	12,3	0,99 ^a	309	95,44	10,5	0,17
1510	32,54	12,3	0,99 ^a	3010	105,04	12,0	0,19
1515	56,59	-3,3	0,06	3015	153,02	20	0,29
1522	70,59	-3,3	0,06	3022	203,85	55	0,62
1529	132,88	5	0,00	3029	279,51	104	0,89 ^c
1536	160,03	4	0,00	3036	304,32	190	0,98 ^a
1543	167,52	8	0,01	3043	325,31	261	0,98 ^a
201	351	16,86	6,5	0,83 ^d
202	352	33,68	8,2	0,23
203	353	47,34	11,6	0,36
204	354	56,39	21,2	0,51
207	357	111,70	8	0,03
208	358	122,82	9	0,04
209	359	134,34	9	0,03
2010	3510	143,08	14	0,08
2015	3515	186,76	40	0,42
2022	3522	258,60	75	0,62
2029	3529	330,58	126	0,92 ^b
2036	3536	389,54	203	1,00 ^a
2043	3543	446,53	229	1,00 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: p≤0,001; *b*: p≤0,01; *c*: p≤0,02; *d*: p≤0,05; *e*: p≤0,1.

El término independiente **a** es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, variando desde el valor 16,86 del primer día de incubación al de 446,58 de los 43 días.

Con el objeto de evidenciar la influencia de la temperatura de incubación en su evolución y por tanto, en las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo se comparan los parámetros analizados **c**, **S** (al 65% c.c. y 100% c.c.) y **a** para los tiempos control de 10, 22 y 43 días, y para todas las temperaturas. Estos datos se muestran en la tabla 5.27.

Dado que en muchos casos este ajuste no fue estadísticamente significativo, ya que tan sólo para 10 °C se dispone de todos los parámetros para los tres tiempos de incubación seleccionados, el resumen general de este estudio está muy limitado.

Para tiempos de incubación cortos (10 días), **c**₁₀ es mayor a la temperatura de incubación de 25 °C, por lo que la rama de la parábola crecerá más para todas las condiciones de humedad que a las temperaturas de 10 y 15 °C. La razón, para este tiempo de incubación, de los coeficientes entre las incubaciones realizadas a 15 y 25 °C (**c**₁₀25°/**c**₁₀15°) es 2,56; mientras que entre las realizadas a 10 y 15 °C, (**c**₁₀15°/**c**₁₀10°) es de 0,43.

Tabla 5.27.- Suelo Cultivo-patata: valores de los parámetros **c**, **S** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + c H^2$.

Parámetros	10 °C	15 °C	25 °C	30 °C	35 °C
c x 10⁻⁴					
c ₁₀	28,6	12,30	31,50
c ₂₂	39,45
c ₄₃	46,8	261,0	229,0
S 40% c.c.					
S ₁₀	0,37	0,14	0,41
S ₂₂	0,51
S ₄₃	0,61	3,39	2,98
S 100% c.c.					
S ₁₀	0,57	0,25	0,63
S ₂₂	0,79
S ₄₃	2,15	5,22	4,58
a					
a ₁₀	-8,30	32,54	27,64
a ₂₂	2,88
a ₄₃	17,16	325,31	446,53

Para tiempos de incubación intermedios (22 días) sólo hay buen ajuste para la temperatura de 10 °C por lo que no se puede realizar la comparación con las demás temperaturas.

Para tiempos de incubación largos (43 días), los ajustes son mejores que en el período anterior ya que para las temperaturas altas (30 y 35 °C) los ajustes son estadísticamente significativos. El valor mayor del coeficiente *c* se obtiene a 30 °C, por lo que la dependencia de la respiración del contenido de humedad del suelo será máxima a esta temperatura y tiempo de incubación. De lo que se puede inferir que a la temperatura de 35 °C el tiempo disminuye la influencia del nivel de humectación del suelo sobre los procesos respiratorios.

Este resultado es inverso a los obtenidos para el suelo Robledal en el que *c* a los 43 días de incubación es mayor a 35 °C (Tabla 5.23), no obstante los valores que toma *c* en el suelo de robledal, para este tiempo de incubación y para las temperaturas de 30 y 35 °C, son superiores a los que toma en el suelo de cultivo en razón de 1,2 y 1,7 para 30 y 35 °C, por lo que la dependencia de la emisión de CO₂ del contenido de humedad del suelo será superior en el suelo Robledal que en el suelo Cultivo-patata.

Si se comparan los datos obtenidos (Tablas 5.23, 5.25 y 5.27) a los 43 días de incubación para los tres suelos, a las distintas temperaturas ensayadas, se puede concluir que la dependencia de la emisión de CO₂ del contenido de humedad del suelo es mayor en el suelo Prado a las temperaturas de 10, 15 y 20 °C y en el suelo Robledal a 30 y 35 °C.

Los valores máximos y mínimos de las *sensibilidades* para este suelo Cultivo-patata, se obtienen a temperaturas distintas para los distintos tiempos control. De todas ellas, la mayor *sensibilidad* se determina en las muestras humectadas al 100% c.c., incubadas a 30 °C y durante 43 días y la menor en las muestras con 65% c.c., mantenidas a 15 °C, durante 10 días de incubación.

De forma predominante, el término independiente *a* toma valores positivos, para todas las temperaturas y tiempos control. Su valor máximo se determina a los 43 días de la temperatura de 35 °C (446,5).

5.5.5. Función cuadrática completa: $R = a + b H + c H^2$ (parábolas de vértice H_v , R_v)

La explicación de los resultados estimados para esta ecuación resulta ser un poco más compleja que en el caso de la anterior función, debido a que, dependiendo de los valores que tomen los parámetros *b* y *c*, y de la variabilidad y combinatoria de sus signos, se puede obtener una gran diversidad de parábolas cuyos vértices (H_v , R_v) pueden tener un valor de la coordenada de la abscisa situado dentro o fuera del rango de humedades experimentales, lo cual es de suma importancia en este estudio ya que, como es sabido, en dicho vértice como punto extremo que es, esto es, el valor máximo o mínimo de la función, cambia el comportamiento del crecimiento o decrecimiento de la parábola (Figura 5.54).

Por tanto, es fundamental el cálculo del valor que toma la abscisa H_v , que viene dado en función de b y c mediante la expresión: $H_v = -b/2c$.

Por ello, resultan interesantes, no sólo los valores de b y c , sino también sus signos, puesto que si ambos son del mismo signo, el resultado será una humedad inferior a cero, por lo que H_v , estará situado fuera del rango de humedades de ensayo, (del 39% al 100% c.c.). Sin embargo, si sus signos son opuestos, el vértice tendrá una humedad superior a cero; en cuyo caso si H_v tiene un valor inferior al 39% c.c o superior al 100% c.c quedaría también fuera del rango de estudio, pero si tiene un valor dentro del rango de humedades la parábola cambia su comportamiento respecto al crecimiento al llegar la humedad a dicho valor H_v y en consecuencia, cambia la evolución del proceso considerado, esto es, la influencia de la humedad en la respiración del suelo (Figura 5.54).

Además, la importancia del parámetro c es aún mayor, ya que, para cualquier valor de la ordenada en el origen a , si c es positivo la parábola será convexa de lo que se infiere, que las ramas de dicha parábola ascienden, por lo que la rama a la izquierda del vértice decrece y la de la derecha del vértice crece; si es negativo la curva será cóncava, por lo que las ramas de la parábola descienden, esto es, la rama a la izquierda del vértice crece y la de la derecha decrece. A todo ello hay que añadir que cuanto mayor sea el valor absoluto de c , la curva crecerá más rápido por lo que la parábola será más estrecha.

En consecuencia, en los casos en que la humedad del vértice tenga un valor comprendido entre el 39% y el 100% c.c. puede ocurrir que:

- Si c es positivo y b negativo, para cualquier valor de a , la curva es siempre decreciente hasta H_v y después creciente. Por consiguiente, la influencia de la humedad sobre los procesos de emisión de CO_2 en el suelo sería
 - o **negativa**, cuando el grado de humedad del suelo fuese inferior al de la abscisa del vértice y tanto más cuanto más próximo a él, es decir cuanto mayor fuese el contenido de humedad.
 - o **positiva**, cuando el grado de humedad del suelo fuese superior al de la abscisa del vértice, tanto más cuanto mayor fuese el grado de humedad.
- Si c es negativo y b positivo, para cualquier valor de a , la curva es siempre creciente hasta H_v y después decreciente. Por tanto, en estos casos la influencia de la humedad sobre los procesos de emisión de CO_2 sería:
 - o **positiva**, cuando el grado de humedad del suelo fuese inferior al de la abscisa del vértice y tanto más cuanto más próxima a ella.
 - o **negativa**, cuando el grado de humedad del suelo fuese superior al de la abscisa del vértice, tanto más cuanto mayor fuese dicha humedad.

Para el estudio de la *sensibilidad* (S), también son necesarios los parámetros b y c , puesto que se utilizará, como en las funciones anteriormente descritas, la expresión resultante de la derivada primera de la función, es decir, $S = b + 2cH$. Cuando el valor de H sea igual al de la abscisa del vértice (H_v) la *sensibilidad* será cero, y a valores equidistantes a ambos lados del vértice, las *sensibilidades* serán opuestas, aumentando o disminuyendo con la humedad, según sea creciente o decreciente la rama parabólica, por tanto, en el análisis de las *sensibilidades*, estas se considerarán en valores absolutos.

La aplicación de esta función sólo es factible en los suelos Robledal y Prado, ya que no se dispone de un número de casos suficientes en Cultivo-patata. Los resultados obtenidos para ambos suelos son muy buenos y en algunos casos excelentes, lo que se podrá verificar en los comentarios particulares referentes a cada suelo, que se realizan a continuación.

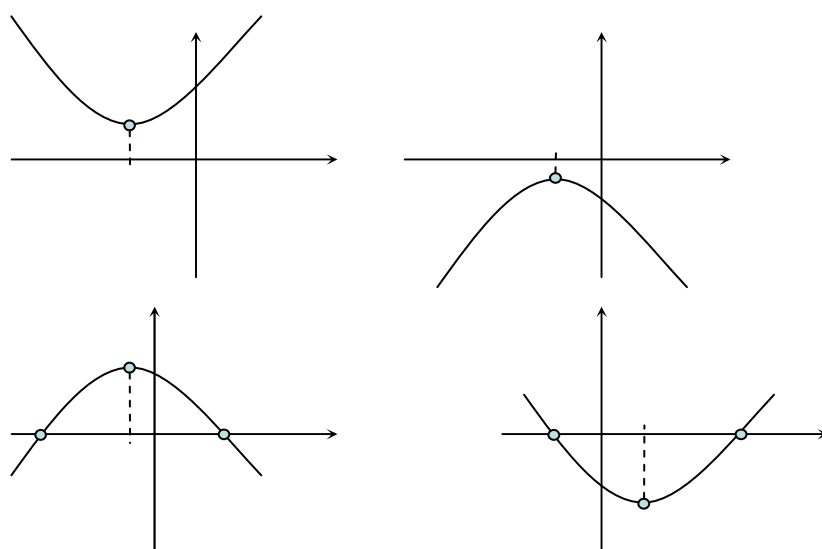


Figura 5.54.- Algunos de los tipos de parábolas que pueden resultar al ajustar los datos experimentales obtenidos para los suelos Robledal y Prado a la ecuación cuadrática $R = a + bH + cH^2$, en las que se indica el posible valor que puede tomar la abscisa del vértice.

5.5.5.1. Suelo Robledal

En la tabla 5.28 se muestran los datos estadísticos para cada temperatura de incubación y tiempo control.

Para esta ecuación, los ensayos que tienen significación estadística con $p \leq 0,1$ (r^2 superior a 0,53) son: el 100% de los realizados a 15, 20, 25, 30 y 35 °C, y el 83% de los realizados a 10 °C.

☞ A 10 °C, el r^2 de los ajustes que tienen significación estadística varía entre 0,70 (muestra 109) y 0,95 (muestra 1024).

El parámetro b es positivo y desde el día 9 aumenta con el tiempo de incubación. Del coeficiente c se puede decir que es negativo y aunque con algunas oscilaciones tiende

a disminuir a lo largo de la incubación. En consecuencia las ramas de las parábolas correspondientes a cada tiempo control serán crecientes hasta la humedad correspondiente a la abscisa del vértice (**Hv**), por lo que hasta ese grado de humedad la influencia de la humedad del suelo será positiva en relación a la cantidad de gas CO₂ emitido y, una vez que el suelo contenga un mayor porcentaje de humedad, el efecto se invertirá.

El parámetro **a** es negativo e inicialmente oscila y luego tiende a disminuir con el tiempo de incubación, aunque en el día 42 aumenta de nuevo.

☞ A 15 °C, el coeficiente de determinación **r²** varía en la horquilla de 0,99 (muestra **154**) a 1 (varias muestras), siendo todos los ajustes altamente significativos.

Para todos los tiempos control, el parámetro **b** es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, excepto para el día 11. El parámetro **c** es negativo, excepto para los tiempos de 11 y 14 días. En cuanto a su evolución, se puede apreciar que es muy variable hasta el día 11 y que su valor disminuye desde el día 14 hasta el final de la incubación, aunque en el día 42 vuelve a incrementarse ligeramente. Por tanto, las parábolas serán de ramas ascendentes hasta el vértice, excepto para los días 11 y 14, que serán de ramas descendentes. Por ello, al igual que a 10 °C, la cantidad de CO₂ emitido aumentará al aumentar el grado de humedad del suelo hasta alcanzar el valor correspondiente a la coordenada del vértice, salvo para los días 11 y 14 que disminuirá.

El término independiente, **a** es negativo, salvo para el día 11 en que es positivo; sus valores oscilan hasta el día 18 y a partir de ahí disminuye, prácticamente hasta el final de la incubación.

☞ A 20 °C el rango de variación de **r²** va de 0,98 (muestra **2015**) a 1 (muestra **2010**).

Al igual que en los casos anteriores, **b** es siempre positivo y se puede decir que aumenta con el tiempo de incubación, con dos excepciones a los tiempos control de 15 y 32 días. El coeficiente **c** es siempre negativo y, exceptuando el día 15, disminuye al aumentar el tiempo de incubación, desde el día 1 hasta el día 25; a partir de este día apenas varía. En base a ello se llega a las mismas conclusiones que para las temperaturas anteriores, es decir, que para un mismo tiempo de incubación hasta alcanzar la humedad de la abscisa del vértice, en general, el suelo emitirá mayor cantidad de CO₂ a medida que aumente su grado de humectación.

Los valores del parámetro **a** son negativos excepto en los días 42 y 43 y oscilan en el rango de 11,99 a -82,29.

☞ A 25 °C, el coeficiente de determinación (**r²**) toma valores comprendidos entre 0,90 (muestras **251**) y 0,99 (muestras **257**).

Tabla 5.28.- Suelo Robledal: valores de los parámetros y de los coeficientes de determinación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación $R = a + b H + c H^2$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²
101	-0,37	0,473	-34,0	0,18	251	-8,37	1,342	-82,4	0,93 ^b
102	-28,84	1,129	-80,0	0,51	252	-41,2	2,386	-147,1	0,97 ^a
104	-42,57	1,809	-125,0	0,71 ^d	254	-26,56	2,820	-151,1	0,99 ^a
107	-23,85	1,657	-111,0	0,75 ^d	257	-12,62	3,368	-138,6	1,00 ^a
109	-17,48	1,603	-105,0	0,70 ^d	259	-8,7	4,345	-151,4	0,97 ^a
1011	-13,12	1,631	-102,0	0,79 ^c	2511	16,01	4,059	-115,0	0,96 ^a
1014	-31,54	2,456	-155,0	0,73 ^d	2514	34,27	4,234	-106,8	0,95 ^a
1021	-38,38	3,025	-180,0	0,91 ^b	2521	24,3	6,089	-190,3	0,94 ^a
1024	-41,75	3,287	-194,0	0,95 ^a	2524	47,47	6,262	-193,9	0,93 ^b
1028	-71,05	4,535	-272,0	0,94 ^a	2528	47,15	7,117	-234,7	0,94 ^a
1035	-89,14	5,658	-338,0	0,92 ^b	2535	62,25	8,159	-261,6	0,95 ^a
1042	-79,29	5,894	-345,0	0,87 ^b	2542	107,08	8,040	-198,9	0,96 ^a
151	-2,02	0,158	-0,8	1,00 ^a	301	0,13	0,811	-41,0	0,90 ^b
152	-5,22	0,358	-11,0	0,99 ^a	302	4,65	1,495	-86,8	0,99 ^a
154	-8,03	0,762	-29,0	0,99 ^a	304	30,45	2,111	-112,2	0,99 ^a
157	-3,96	0,922	-18,0	1,00 ^a	307	50,15	2,534	-114,8	0,99 ^a
159	-2,11	0,948	-5,0	1,00 ^a	309	61,14	3,108	-131,0	0,99 ^a
1511	7,27	0,752	28,6	1,00 ^a	3011	72,56	3,749	-149,9	0,99 ^a
1514	-6,68	1,344	1,4	1,00 ^a	3014	150,89	2,189	0,35	0,89 ^b
1518	-11,62	1,824	-11,0	1,00 ^a	3018	183,39	3,502	-65,0	0,91 ^b
1521	-16,56	2,096	-15,0	1,00 ^a	3021	203,48	4,270	-104,1	0,93 ^b
1528	-33,14	3,201	-48,0	1,00 ^a	3028	262,94	5,823	-173,2	0,94 ^a
1535	-36,91	3,827	-64,0	1,00 ^a	3035	316,1	6,854	-198,7	0,95 ^a
1542	-33,25	4,254	-63	1,00 ^a	3042	363,52	8,469	-276	0,96 ^a
201	-2,81	0,404	-19,0	1,00 ^a	351	8,8	1,250	-66,4	0,96 ^a
202	-7,04	0,874	-45,0	1,00 ^a	352	3,47	2,822	-159,6	0,97 ^a
203	-6,89	1,102	-52,0	0,99 ^a	353	29,8	3,358	-192,8	0,99 ^a
204	-10,02	1,416	-65,0	0,99 ^a	354	45,6	3,871	-220,7	1,00 ^a
207	-22,78	2,412	-111,0	0,99 ^a	357	122,1	4,420	-248,2	0,99 ^a
208	-26,06	2,706	-125,0	0,99 ^a	358	149,72	4,342	-244,3	0,98 ^a
209	-33,41	3,094	-144,0	1,00 ^a	359	163,38	4,647	-259,8	0,98 ^a
2010	-36,69	3,388	-158,0	1,00 ^a	3510	173,97	4,915	-269,9	0,96 ^a
2014	-46,35	4,521	-215,0	0,98 ^a	3514	229,75	5,794	-306,4	0,96 ^a
2015	-34,97	4,467	-209,0	0,98 ^a	3515	280,48	5,114	-262	0,96 ^a
2018	-36,1	5,121	-240,0	1,00 ^a	3518	174,74	11,060	-690,5	0,81 ^c
2021	-47,12	6,016	-279,0	0,99 ^a	3521	164,88	12,970	-794,9	0,84 ^c
2022	-50,8	6,314	-292,0	0,99 ^a	3522	163,12	13,550	-825,5	0,85 ^b
2025	-82,29	8,132	-410,0	0,99 ^a	3525	175,24	14,930	-877,9	0,87 ^b
2028	-67,57	8,264	-402,0	0,99 ^a	3528	111,76	18,750	-1124,8	0,90 ^b
2029	-62,67	8,307	-399,0	0,99 ^a	3529	90,6	20,020	-1207,1	0,91 ^b
2032	-31,44	7,959	-357,0	0,99 ^a	3532	89,94	21,500	-1268,7	0,94 ^a
2036	-22,44	8,695	-395,0	0,99 ^a	3536	111,6	22,700	-1273,9	0,96 ^a
2039	-13,21	9,038	-406,0	0,99 ^a	3539	355,47	18,240	-979,1	0,98 ^a
2042	5,69	9,157	-401,0	0,99 ^a	3542	357,31	19,900	-1051,6	0,99 ^a
2043	11,99	9,197	-400,0	0,99 ^a	3543	357,92	20,450	-1075,7	0,99 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

Los valores de **b** son siempre positivos y aumentan con el tiempo de incubación, salvo los días 11, 14 y 42. El parámetro **c** es negativo para todos los tiempos control, su evolución es muy variable, sobre todo hasta el día 14, ya que puede disminuir durante varios tiempos control seguidos (por ejemplo en los días 2 y 4), para luego aumentar (por ejemplo en el día 7). A partir del día 14 disminuye su valor hasta el final de la incubación, con la excepción del día 42 en el que experimenta un incremento ligero. Así que, al igual que a las temperaturas inferiores, hasta el valor de **H_v**, las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo Robledal aumentarán al incrementarse su humectación para un mismo tiempo de incubación.

Las estimaciones para el parámetro **a**, son negativas desde el día 1 hasta el día 9 y tienen tendencia a aumentar en valor absoluto, mientras que desde el día 11 hasta el 42 son positivas manteniendo la tendencia a aumentar con el tiempo.

☞ A 30 °C, los valores que toma **r²** varían entre 0,89 (muestras **304**) y 0,99 (muestra **3014**).

El parámetro **b** es positivo y se pueden diferenciar tres etapas en su evolución: 1) del día 1 al día 11 aumenta con el tiempo de incubación; 2) disminuye del día 11 al 14; 3) desde el día 14 vuelve a aumentar hasta el final de la incubación. Los valores estimados de **c** son todos negativos, excepto el día 14, y sigue la misma evolución que el parámetro **b**, es decir que disminuye desde el día 1 al 11, en el día 14 tiene un valor próximo a cero ($0,351 \times 10^{-4}$) y a partir de este día vuelve a disminuir hasta el final de la incubación. Por tanto, para todos los tiempos control, salvo el día 14, las ramas de las parábolas hasta **H_v** serán ascendentes, como ocurre en las incubaciones de este suelo realizadas a temperaturas más bajas anteriormente descritas; en el caso del día 14, la rama descenderá hasta dicho vértice, por lo que las cantidades de CO₂ emitidas, en vez de aumentar con el grado de humedad del suelo disminuirán.

Los valores estimados de **a** son positivos y, sin excepción alguna, se incrementan con el tiempo de incubación.

☞ A 35 °C, el coeficiente de determinación **r²** toma valores comprendidos entre 0,81 (muestra **3515**) y 1 (muestra **354**).

Para todos los casos el valor de **b** es positivo y, salvo los días 8 y 15 que disminuye, aumenta al aumentar el tiempo de incubación desde el día 1 hasta el día 36. Posteriormente, en el día 39 disminuye y, a continuación, vuelve a aumentar hasta el final de la incubación (día 43). De igual modo, para todos los tiempos de incubación, **c** es negativo y sigue un comportamiento similar a **b** a lo largo de la misma: disminuye desde el día 1 hasta el día 36, con las excepciones de los días 8 y 15, aumenta el día 39 y vuelve a disminuir hasta el día 43. Por tanto, se obtendrán parábolas con ramas ascendentes hasta el vértice, por lo que las emisiones de CO₂ se incrementarán con la humedad hasta dicho valor.

El término independiente, **a**, es positivo para todos los tiempos de incubación. En general, aumenta desde el día 1 hasta el día 15, del 15 al 32 disminuye y del 32 al 43 vuelve a aumentar.

Al igual que para las funciones anteriormente estudiadas, se procede a comparar los valores de los parámetros **c**, **a**, **S** (al 39% y 100% c.c.) y el valor que toma la abscisa en el vértice, **H_v** (la cual se calcula mediante la expresión: $H_v = -b/2c$), para los tiempos control de 10, 21 y 43 días, para cada temperatura de incubación, con el fin de poder analizar la influencia de la temperatura en las emisiones de CO₂ del suelo Robledal. La tabla en la que se muestran estos datos es la tabla 5.29.

Tabla 5.29.- Suelo Robledal: valores de los parámetros **c**, **b**, **H_v**, **S** y **a** obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 21 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO₂ emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + b H + c H^2$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
cx10⁻⁴						
c₁₀	-102,0	29,0	-158,0	-115,0	-150,0	-270,0
c₂₁	-180,0	-15,0	-279,0	-190,0	-104,0	-795,0
c₄₃	-345,0	-63,0	-400,0	-199,0	-276,0	-1076,0
b						
b₁₀	1,631	0,752	3,388	4,059	3,749	4,915
b₂₁	3,025	2,096	6,016	6,089	4,270	12,970
b₄₃	5,894	4,254	9,197	8,040	8,469	20,450
H_v (%c.c.)						
H_{v10}	80,00	-131,00	107	176	125	91
H_{v21}	84,00	699,00	108	160	152	82
H_{v43}	85,00	338,00	115	202	153	95
S 39% c.c.						
S₁₀	0,84	0,98	2,16	3,16	2,58	2,81
S₂₁	1,62	1,98	3,84	4,60	3,46	6,77
S₄₃	3,16	3,76	6,08	6,49	6,32	12,06
S 100% c.c.						
S₁₀	-0,41	1,32	0,23	1,76	0,75	-0,49
S₂₁	-0,58	1,80	0,44	2,28	2,19	-2,93
S₄₃	-1,11	2,99	1,20	4,06	2,95	-1,07
a						
a₁₀	-13,12	7,27	-36,69	16,01	72,56	173,97
a₂₁	-38,38	-16,56	-47,12	24,30	203,48	164,88
a₄₃	-79,29	-33,25	11,99	107,08	363,52	357,92

Como se puede observar el signo del parámetro c es negativo para todas las temperaturas y tiempos de incubación, excepto para la de 15 °C a los 10 días incubación, por lo que las parábolas serán cóncavas para todos los casos excepto para la de 10 días a 15 °C. Además el valor absoluto de c es mayor para los tres tiempos control a la temperatura de 35 °C, de lo que se infiere que las parábolas son más estrechas, o sea que las pendientes de las ramas son mayores que a otras temperaturas, es decir, su crecimiento o decrecimiento es más rápido. En consecuencia, la influencia de la humedad en las emisiones de CO₂ es superior a 35 °C que en el resto de las temperaturas de ensayo, siendo positiva (aumentaría la emisión) hasta el valor de la abscisa del vértice y negativa (disminuiría la emisión) a humedades superiores. También se observa que los valores de c para las temperaturas de 25 y 30 °C, son inferiores en valor absoluto a las de 20 °C para los tres tiempos considerados. Es decir, la influencia de la humedad en las emisiones de CO₂ sería menor a medida que la temperatura fuese aumentando de 20 a 30 °C.

Los valores de las abscisas de los vértices (H_v) ponen de manifiesto que sólo para las temperaturas de 10 y 35 °C, dichos valores se encuentran en el rango de humedades experimentales para los tres tiempos. Para el resto de las temperaturas ensayadas, los valores de H_v quedan fuera de dicho rango, por lo que la curva será una de las ramas de las parábolas correspondientes, siendo para todas ellas ramas crecientes y, por tanto, no se alcanzarán los máximos de emisión ya que al ser las H_v superiores o inferiores al intervalo experimental de humedades el cambio de comportamiento con respecto al crecimiento no tendrá lugar en dicho intervalo. Así en el caso de 15 °C a tiempo 10 días (único para el que H_v es inferior), el cambio se produjo a una humedad inferior a las de dicho intervalo y, en consecuencia la rama correspondiente a las humedades de ensayo es la creciente. Es por ello que a esta temperatura las emisiones de CO₂ aumentarán al aumentar el grado de humedad del suelo, no habiéndose alcanzado los límites de emisión para este tiempo de incubación y a tal temperatura. Sin embargo, para las temperaturas de 10 y 35 °C a todos los tiempos de incubación sí se alcanzarían los máximos de emisión de CO₂ dependientes de procesos ligados a la humedad del suelo, ya que por encima del valor de H_v (grado de humedad en el vértice), cuanto más aumente dicho grado, tanto más disminuirá la emisión. Hay que resaltar que la media de los H_v es del 83% c.c. para 10 °C y del 89% c.c. para 35 °C, por lo que los máximos de emisión se alcanzarían cuando el suelo tuviese una humedad próxima a dichos valores.

Como es de esperar, las *sensibilidades* a 39% c.c. son, para todas las temperaturas y tiempos control, positivas ya que en este valor de humedad la rama de la parábola crece. En la tabla 5.29 se observa que las condiciones en las que se dan las máximas *sensibilidades* son cuando el suelo está incubado durante 43 días a 25 °C y cuando se incuba 21 y 43 días a 35 °C. La máxima *sensibilidad* (12,06) de la emisión de CO₂ al contenido de humedad del suelo de robledal se obtiene en las muestras humectadas al 39% c.c. e incubadas durante 43 días a 35 °C. Las *sensibilidades* al 100% c.c., son positivas para todas las temperaturas de ensayo, excepto para las de 10 y 35 °C; para este grado de

humedad, la máxima *sensibilidad* se produce a los 43 días de incubación a 25 °C. Además, a partir de los datos que figuran en la tabla, se podría decir que:

- Cuando el suelo Robledal tiene menor contenido en agua, es más sensible a los cambios de humedad, aumentando dicha sensibilidad con el tiempo para todas las temperaturas de incubación y, además, si este suelo, con este grado de humectación, está sometido más de 10 días a temperaturas de 35 °C, la sensibilidad será máxima.
- Cuando el suelo está a capacidad de campo, es menos sensible a los cambios de humedad que cuando tiene un contenido menor en agua, a todos los tiempos control y para todas las temperaturas, salvo en condiciones de 15 °C y 10 días de incubación. La sensibilidad aumenta con el tiempo excepto para las condiciones de 35 °C y 43 días. En general, la sensibilidad aumenta con la temperatura hasta los 25 °C pero para las temperaturas superiores a 25 °C, esto es para 30 y 35 °C, las sensibilidades disminuyen, tanto más cuanto mayor es la temperatura, excepto para 21 días y 35 °C, de tal forma que la máxima sensibilidad (4,06) se produce a 25 °C y 43 días de incubación, que como se puede apreciar es muy inferior a la de los suelos secos.

De todo lo anterior se podría concluir que en el suelo Robledal las emisiones de CO₂ son más sensibles a las variaciones de los contenidos de humedad, cuando está seco para todas las temperaturas experimentales. Sin embargo, cuando el suelo está húmedo se puede observar que para cada temperatura tales emisiones son menos dependientes del grado de humedad, de tal modo que la mayor variación de la sensibilidad de estar seco a saturado el suelo, se produce sobre todo cuando la temperatura es de 35 °C y después de 43 días de incubación y la menor cuando es de 15 °C y 21 días.

El término independiente *a* para las temperaturas superiores a 20 °C es positivo para todos los tiempos control, aumentando al aumentar tanto el tiempo como la temperatura de incubación. Por el contrario, este parámetro es negativo para las temperaturas inferiores o iguales a 20 °C, excepto para 43 días a 20 °C y 10 días 15 °C. Estos resultados podrían confirmar la hipótesis de que la temperatura activa procesos de emisión de CO₂ independientemente del grado de humedad del suelo, tanto más cuanto mayor es el grado térmico, pero que a temperaturas superiores a 30 °C, esta actividad no se puede mantener durante mucho tiempo. Para la temperatura de 10 °C, en que el término independiente es negativo, es necesario calcular el grado de humedad a partir del cual el suelo emite gas CO₂, para lo que se igualaría a cero la ecuación de las parábolas correspondientes para hallar el punto de corte, resultando que a los 10 días sería a partir del 8% c.c., a los 21 días a partir del 14% c.c. y a los 43 días a partir del 15% c.c.

En resumen, esta función cuadrática es la que aporta mayor grado de explicación de los datos experimentales obtenidos para la emisión de gas CO₂ del suelo Robledal, indicando que dicha emisión está relacionada con el grado de humedad del suelo. Y

cuando la temperatura es elevada (35 °C) la influencia del grado de humedad del suelo es máxima, de tal forma que para esta temperatura cuando la humectación es baja (39% c.c.), dicha emisión es más sensible a los cambios en el contenido de agua del suelo. Además, a temperaturas superiores a 20 °C se producen emisiones de este gas que no guardan relación con el grado de humedad del suelo.

5.5.5.2. Suelo Prado

En la tabla 5.30 se reflejan los valores de los parámetros estimados para cada temperatura de incubación de la que se realizan los comentarios siguientes:

Para este suelo el 100% de los ajustes obtenidos para cada temperatura de incubación tienen significación estadística igual o superior a $p \leq 0,1$. El rango del coeficiente de determinación r^2 , para todos los ensayos realizados, varía entre 0,93 y 1, por lo que la bondad del ajuste es superior a la obtenida para el suelo Robledal.

☞ A 10 °C los valores del coeficiente de determinación r^2 varían entre 0,97 y 1.

El parámetro, **b** es positivo y aumenta con el tiempo de incubación, excepto en el día 8, mientras que el parámetro **c** es negativo y su valor absoluto aumenta con el tiempo de incubación excepto en los días 8 y 36. Por tanto, las parábolas son cóncavas y a medida que transcurre el tiempo son más estrechas y crecen más rápido, por lo mismo las ramas de las parábolas serán crecientes hasta llegar al valor de la abscisa del vértice (**Hv**), lo que indica que la influencia de la humedad del suelo será positiva para la emisión de gas CO₂ aumentando con el tiempo de incubación, hasta ese grado de humedad y que, una vez superado éste, el efecto será el inverso.

El parámetro **a** es negativo, y su valor disminuye con el tiempo de incubación desde el primero al último día.

☞ A 15 °C, los valores que toma r^2 están comprendidos entre 0,95 (muestra **1543**) y 1 (muestra **153**).

El coeficiente **b** en los 4 primeros días es negativo y desde el día 4 hasta el final, (día 43) es positivo; su valor aumenta con el tiempo desde el día 1 hasta el 36, en algunos casos de manera notoria como, por ejemplo de 0,968 del día 10 a 3,247 del día 15; posteriormente del día 36 al 43 disminuye.

Para esta temperatura, los valores de **c** varían de la siguiente manera: son positivos desde el día 1 hasta el día 10 y para los días sucesivos hasta el 43, son negativos. De modo que, durante los primeros 10 días, a humedades inferiores a la de la abscisa del vértice (**Hv**) el aumento de la humedad del suelo dará lugar a una disminución de la emisión de CO₂ y, a partir de dicho día en que **c** es negativo, aumentará la emisión hasta ese valor de humedad. En cuanto a sus valores absolutos disminuyen, salvo el día 8, desde el día 1 hasta el día 10, y suelen aumentar desde este día hasta el día 43, por lo que a partir del día 10 de

incubación las parábolas son cada vez más estrechas, esto es, las pendientes de las ramas descendentes son mayores y aumentan más rápidamente, mientras que en los 10 primeros días, con excepción del día 8, sucede lo contrario, es decir, las parábolas son más anchas al aumentar el tiempo, las pendientes de las ramas ascendentes son menores y aumentan más lentamente. En consecuencia la influencia de la humedad en la emisión de CO₂ aumenta al aumentar los días de incubación desde el día 10 hasta el final de la incubación y disminuye durante los 10 primeros días al aumentar el tiempo de incubación.

El término independiente **a** evoluciona de forma similar a **c**. De hecho, es positivo desde el día 1 hasta el día 8 y es negativo a partir de este día hasta el final de la incubación. Con el tiempo de incubación y a partir de este día aumentan, con las excepciones de los días 29 y 43.

☞ A 20 °C, los valores estimados para r^2 varían entre 0,99 (muestra **208**) y 1 (muestra **2022**).

A esta temperatura, **b** es siempre positivo y aumenta con el tiempo de incubación hasta el día 22, en los días posteriores y hasta el final de la incubación (43 días), disminuye.

Para el coeficiente **c** predominan los valores negativos (desde el día 3 hasta el día 22), mientras que del día 1 al 2 y del 29 al 43 son positivos, con tendencia a aumentar con el tiempo de incubación en cada período. Por tanto, a tiempos de incubación largos y los dos primeros días, al aumentar la humedad del suelo hasta el valor de **Hv** disminuirán las emisiones de CO₂ tanto más cuanto mayor sea el tiempo de incubación; para el resto del período de incubación, en general, dichas emisiones aumentarán para tales niveles de humedad tanto más cuanto mayor sea el tiempo.

Para esta temperatura los valores estimados de **a** también varían de signo con el tiempo, de tal modo que son positivos en los 4 días iniciales y del día 22 al 43 de incubación; en el período comprendido del día 4 al 15 son negativos. Desde el día 4 hasta el 15 sus valores disminuyen con el tiempo de incubación, y del día 22 en adelante se incrementan.

☞ A 30 °C, los valores que toma r^2 varían en la horquilla: 0,98 (muestra **301**) y 1 (la mayoría de las muestras).

El signo del parámetro **b**, oscila a lo largo de la incubación, de tal forma que es variable durante los 4 primeros días, es positivo desde el día 4 hasta el día 10 y negativo desde el 15 hasta el 43. En cuanto a sus valores, no se puede definir una tendencia clara hasta el día 15, pero desde este día hasta el 43 disminuye con el tiempo. Sin embargo, el parámetro **c** es positivo para todos los tiempos y tiene tendencia a incrementarse al aumentar los días de incubación, fundamentalmente a partir del día 15 hasta el 43. Estos resultados indican que el suelo Prado a la temperatura de 30 °C, emitirá menos cantidades

de CO₂ a medida que se aumente su grado de humedad y el tiempo de incubación, siempre y cuando, dichas humedades sean inferiores al valor de la abscisa del vértice.

Los valores estimados de **a** son todos positivos y se incrementan con el tiempo de incubación, siendo mucho más elevados que los correspondientes para temperaturas inferiores, ya que sus valores extremos son 25,43 y 1990,23. Todo ello vuelve a incidir en la idea de que cuanto mayor es la temperatura, mayor cantidad de CO₂ emite el suelo de manera independiente del grado de humedad que posea.

☞ A 35 °C, el coeficiente de determinación **r²** toma valores comprendidos entre 0,93 (muestra **3543**) y 1 (muestras **351** y **3515**).

Al igual que para la temperatura anterior (30 °C), el coeficiente **b** es positivo inicialmente, en este caso desde el día 1 hasta el día 15, y negativo para el resto de los días de incubación. Además, su valor aumenta desde el día 4 hasta el día 15 y desde el día 22 disminuye hasta el final de la incubación; durante los cuatro días primeros no tiene un comportamiento definido. Sin embargo, el parámetro **c** es más variable en el tiempo. Así, con la excepción del día 4, se mantiene negativo desde el día 1 hasta el 15 y a partir de este día hasta el 43 es positivo. Con la excepción del día 4, sus valores disminuyen con el tiempo hasta el día 15 y después se puede observar un aumento muy notorio a partir del día 22. La interpretación de estos datos podría ser que en las incubaciones de 15 días, al aumentar el contenido de humedad del suelo hasta un valor inferior al de **H_v** aumentan las cantidades emitidas de CO₂ y tanto más cuanto mayor es el tiempo de incubación. Si el período de incubación es superior, el aumento de la humedad sería el inverso al anterior, es decir, disminuirían las cantidades emitidas de CO₂ dependientes del grado de humedad del suelo y tanto más cuanto mayor sea el tiempo de incubación.

El término independiente **a** es positivo para todos los tiempos control y aumenta al incrementarse el tiempo de incubación, siendo sus valores mínimo y máximo: 10,4 y 2.414,4 respectivamente.

Como en el suelo Robledal, con el fin de poder analizar la influencia de la temperatura en las emisiones de CO₂, se comparan los valores de los parámetros **c**, **b**, **a**, **S** (al 40% c.c. y 100% c.c.) y la abscisa del vértice (**H_v**) para cada temperatura de incubación y los tiempos control de 10, 22 y 43 días. Dichos valores se muestran en la tabla 5.31.

Al igual que en el suelo Robledal, el mayor valor absoluto del parámetro **c** se obtiene para los tres tiempos control de la temperatura de 35 °C y para el día 43 de la de 30 °C. Por tanto, para estos ensayos las parábolas son las más estrechas, lo que indica que las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo dependen, en buena medida, del grado de humedad del mismo, de tal forma que en todos los casos salvo en las muestras incubadas durante 10 días a 35 °C (en las que **c** es negativo), cuando el grado de humedad aumenta hasta el valor de la abscisa en el vértice (**H_v**), dichas cantidades disminuirán, y tanto más

cuanto mayor sea el tiempo de incubación, mientras que por encima de dicho valor, aumentarán; en el caso excluido, el efecto de la humedad sería el contrario.

Tabla 5.30.- Suelo Prado: valores de los parámetros y de los coeficientes de determinación estimados para cada temperatura y tiempo control, a humedades inferiores o igual al 100% de la capacidad de campo para la ecuación $R = a + b H + c H^2$.

Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	Muestra	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²
101	-5,42	0,292	-14,6	0,97 ^a	251
102	-14,17	0,670	-36	0,99 ^a	252
103	-20,18	0,897	-43	0,98 ^a	253
104	-22,30	1,089	-53	0,98 ^a	254
107	-38,88	1,786	-87	0,99 ^a	257
108	-25,85	1,536	-69	0,98 ^a	258
109	-41,67	2,151	-110	1,00 ^a	259
1010	-41,36	2,286	-114	1,00 ^a	2510
1015	-101,46	4,711	-250	1,00 ^a	2515
1022	-173,34	7,308	-400	0,99 ^a	2522
1029	-278,11	11,053	-640	0,99 ^a	2529
1036	-283,96	11,447	-610	1,00 ^a	2536
1043	-318,75	13,347	-730	0,99 ^a	2543
151	35,14	-1,222	125,6	0,99 ^a	301	25,43	0,147	9,1	0,98 ^a
152	31,65	-0,989	119	1,00 ^a	302	46,32	-0,047	47,3	1,00 ^a
153	22,38	-0,612	100	1,00 ^a	303	58,75	0,101	56,4	1,00 ^a
154	18,77	-0,449	99,6	1,00 ^a	304	81,32	-0,225	105,4	0,99 ^a
157	8,54	0,145	85,4	0,98 ^a	307	105,35	0,613	96	1,00 ^a
158	8,29	0,229	90,34	0,98 ^a	308	117,20	0,698	109	1,00 ^a
159	-1,85	0,677	65,1	0,98 ^a	309	140,15	0,619	123	1,00 ^a
1510	-9,78	0,968	52,4	0,97 ^a	3010	162,06	0,496	148	1,00 ^a
1515	-65,35	3,247	-79	0,97 ^a	3015	271,61	-0,119	271	1,00 ^a
1522	-93,46	4,837	-132	0,97 ^a	3022	600,82	-5,560	625	1,00 ^a
1529	-71,51	5,176	-101	0,95 ^a	3029	866,23	-9,266	896	1,00 ^a
1536	-95,42	7,218	-204	0,95 ^a	3036	1113,87	-13,67	1240	1,00 ^a
1543	-61,00	6,813	-148	0,95 ^a	3043	1990,23	-34,543	2530	0,99 ^a
201	4,71	0,269	3,35	1,00 ^a	351	10,37	1,668	-87,3	1,00 ^a
202	9,65	0,418	10,53	1,00 ^a	352	32,17	2,488	-119,7	0,99 ^a
203	4,10	0,865	-5,38	1,00 ^a	353	49,48	3,215	-129,8	0,97 ^a
204	6,19	1,098	-2,62	1,00 ^a	354	116,98	1,944	32	0,95 ^a
207	-13,55	2,377	-45	0,99 ^a	357	67,80	6,843	-2371	0,97 ^a
208	-19,83	2,717	-55	0,99 ^a	358	65,04	7,975	-298,2	0,98 ^a
209	-24,72	2,987	-61	0,99 ^a	359	67,93	8,992	-362	0,99 ^a
2010	-27,12	3,250	-68	0,99 ^a	3510	104,53	9,097	-371	0,99 ^a
2015	-31,42	4,639	-104	1,00 ^a	3515	287,55	9,620	-417	1,00 ^a
2022	25,49	4,937	-93,3	1,00 ^a	3522	1066,86	-7,926	830	0,96 ^a
2029	94,73	4,237	4,3	1,00 ^a	3529	1380,95	-12,573	1220	0,98 ^a
2036	147,04	4,179	46	1,00 ^a	3536	1897,69	-22,369	1860	0,96 ^a
2043	196,11	3,978	100	0,99 ^a	3543	2414,44	-32,165	2510	0,93 ^b

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: $p \leq 0,001$; *b*: $p \leq 0,01$; *c*: $p \leq 0,02$; *d*: $p \leq 0,05$; *e*: $p \leq 0,1$.

Además, de forma general, el tiempo determina que aumente el valor absoluto del coeficiente c , para todas las temperaturas de incubación, aunque se observan las excepciones de c_{43} a 20 °C y c_{22} a 25 °C, y que, salvo para 10 y 30 °C, cambie el signo para una misma temperatura de incubación. En las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a 25 °C, predominan los valores negativos de c , mientras que para las realizadas a temperaturas superiores o iguales la mayoría son positivos, lo que implica que las parábolas son inversas las unas de las otras y, por tanto, el efecto de la humedad sobre las cantidades de CO₂ emitidas por el suelo a ambos lados del vértice es contrario.

Por otra parte, en este suelo no se manifiesta de forma clara la influencia de la temperatura sobre los valores absolutos del coeficiente c , ya que para tiempos de incubación cortos (10 días) aumenta al aumentar la temperatura de incubación de 30 a 35 °C y de 15 a 20 °C mientras que disminuye de 10 a 15 °C. En el caso de tiempos moderados (22 días) disminuye al aumentar 5 °C la temperatura de 10 a 20 °C pero sigue aumentando al incrementarse de 30 a 35 °C. Sin embargo, para tiempos largos (43 días) la evolución es igual, esto es, disminuye el valor absoluto en el tránsito de 10 a 20 °C y en el de 30 a 35 °C. No obstante para las temperaturas de 30 y 35 °C se obtienen los valores absolutos más elevados de c , siendo superiores aproximadamente en razón de 25 al valor de 20 °C a los 43 días de incubación. Por tanto, teniendo en cuenta estos datos, se podría decir que cuando el tiempo de incubación es prolongado el incremento de la temperatura disminuye la dependencia de la emisión de CO₂ de la humedad del suelo; dicha disminución es más acusada cuando los incrementos térmicos se producen en el rango de temperaturas de 10 a 20 °C para tiempos de incubación de 43 días.

Los valores de humedad obtenidos para los vértices de las parábolas, pone de manifiesto que tan sólo se encuentran en el rango de los valores de las humedades experimentales los correspondientes a todos los tiempos control de la incubación de 10 °C (Figura 5.55), el de 22 días de 30 °C y los de 22 y 43 días de 35 °C (Figura 5.55). Para el resto de las temperaturas y tiempos de ensayo los valores de H_v quedan fuera de dicho rango correspondiéndole, a todas ellas las ramas de las parábolas crecientes independientemente de que la rama sea ascendente o descendente, esto es, de que la curva sea cóncava o convexa. Y, al igual que en el suelo Robledal, no se alcanzarán los máximos de emisión, al ser los valores de las humedades de las abscisas de los vértices superiores o inferiores al intervalo experimental. Así, en el caso de 30 °C a 43 días, cuando el grado de humedad del suelo es del 11% c.c. se produce el cambio de comportamiento de la parábola que pasaría de decreciente a creciente. Por ello, para todos los casos estudiados, salvo para los reseñados en el comienzo del párrafo, las emisiones de CO₂ aumentarán al aumentar el grado de humedad del suelo, no habiéndose alcanzado los límites de emisión en el rango de temperaturas de ensayo.

Sin embargo, para los ensayos en los que el valor de la abscisa del vértice está comprendido en el rango de ensayo cuando se alcance el valor de H_v se alcanzará el máximo o el mínimo de la emisión de CO₂. Así, para todos los tiempos de la incubación de 10 °C se llegará al máximo de emisión de CO₂ ya que por encima de H_v cuanto más

aumente la humedad del suelo tanto más disminuirá la emisión, dado que al ser c negativo la parábola es cóncava. Pero para los ensayos de 30 y 35 °C, en los que H_v tiene un valor comprendido en el intervalo experimental, no se alcanzarían los máximos de emisión, sino los mínimos, ya que la curvatura de la parábola es distinta, es decir, se trata de una parábola convexa (c es positivo) en vez de cóncava, y por lo tanto, al superar los valores de H_v la emisión de CO_2 aumentará tanto más cuanto más aumente la humedad. En consecuencia, al igual que en los demás ensayos en los que H_v no toma ningún valor del intervalo experimental, tampoco en estos casos se alcanzarán los máximos de emisión de CO_2 .

Tabla 5.31.- Suelo Prado: valores de los parámetros c , b , H_v , S y a obtenidos para las diferentes temperaturas a los 10, 22 y 43 días de incubación, al ajustar las cantidades acumuladas de CO_2 emitido en condiciones aeróbicas a la ecuación $R = a + b H + c H^2$.

Parámetros	10 °C	15 °C	20 °C	30 °C	35 °C
$c \times 10^{-4}$					
c_{10}	-114,0	52,4,0	-68,0	148,0	-371,0
c_{22}	-400,0	-132,0	-93,3,0	625,0	830,0
c_{43}	-730,0	-148,0	100,0	2530,0	2510,0
b					
b_{10}	2,286	0,968	3,250	0,496	9,097
b_{22}	7,308	4,837	4,937	-5,560	-7,926
b_{43}	13,347	6,813	3,978	-34,543	-32,165
H_v (% c.c.)					
H_{v10}	100	-92	239	-17	123
H_{v22}	91	183	265	45	48
H_{v43}	91	460	-199	11	64
$S_{40\% \text{ c.c.}}$					
S_{10}	1,37	1,39	2,71	1,68	6,13
S_{22}	4,11	3,78	4,19	0,56	-1,29
S_{43}	7,51	5,63	4,78	14,30	-12,01
$S_{100\% \text{ c.c.}}$					
S_{10}	0,00	2,02	1,89	3,46	1,68
S_{22}	-0,69	2,20	3,07	6,94	8,67
S_{43}	-1,25	3,85	5,98	16,06	-18,04
a					
a_{10}	-41,36	-9,78	-27,12	162,06	104,53
a_{22}	-173,34	-93,46	25,49	600,82	1066,86
a_{43}	-318,75	-61,00	196,11	1990,23	2414,44

Las *sensibilidades* a 40% c.c. ($S_{40\% \text{ c.c.}}$), son para todas las temperaturas y tiempos control positivas, excepto para 35 °C a los tiempos 22 y 43 días, puesto que la curva a esta humedad es decreciente. Se puede observar en la tabla 5.26, como las máximas

sensibilidades se dan a distintas temperaturas en función del tiempo de incubación; así a 10 días se produce a 35 °C, a los 22 días a 20 °C y a los 43 días a 30 °C.

Si se considera la evolución en cada temperatura existen dos tipos de comportamiento de la *sensibilidad* a la humedad del 40% c.c. ($S_{40\% \text{ c.c.}}$): 1) temperaturas de incubación hasta 20 °C, $S_{40\% \text{ c.c.}}$ aumenta al aumentar el tiempo de incubación; 2) temperaturas de incubación superiores a 20 °C, se produce una disminución de $S_{40\% \text{ c.c.}}$ a los 22 días, que es más acusada cuanto mayor es la temperatura, para incrementarse a los 43 días. A la vez, se diferencian tres tendencias marcadas por los tiempos control, en la evolución de $S_{40\% \text{ c.c.}}$ al aumentar la temperatura de incubación: a) a 10 días, aumenta al aumentar la temperatura hasta 20 °C, disminuye a 30 °C y vuelve a aumentar a 35 °C, en donde se registra el máximo para este tiempo de incubación; b) a 22 días, no se observa una tendencia definida, pero $S_{40\% \text{ c.c.}}$ es mayor a temperaturas inferiores a 30 °C, siendo mínima a 30 °C, (0,56) ; c) a 43 días, disminuye al aumentar la temperatura hasta 20 °C y experimenta un aumento considerable a temperaturas superiores, de tal forma que se registra el máximo (14,30) a 30 °C y el mínimo a 20 °C (4,78). Para todas las temperaturas, los máximos de $S_{40\% \text{ c.c.}}$ se producen a los 43 días, por lo que se podría decir que el tiempo incrementa las diferencias en las emisiones de CO_2 , resultantes de pequeñas variaciones en el grado de humedad del suelo seco, sobre todo a las temperaturas de 30, 35 y 10 °C.

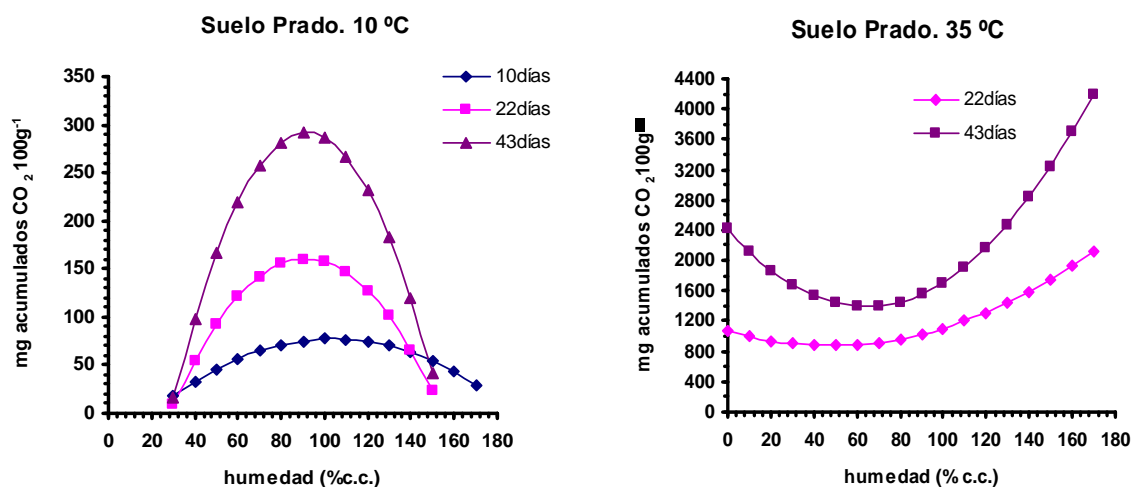


Figura 5.55.- Suelo Prado: gráficas resultantes al representar las parábolas $R = a + bH + cH^2$ correspondientes a los ajustes para la temperatura de 35 °C (a los tiempos control de 22 y 43 días) y de 10 °C (a los tiempos control 10, 22 y 43 días), en ellas el valor de la abscisa de los vértices (H_v) de las parábolas está dentro del intervalo de humedades experimentales.

Las *sensibilidades* a 100% c.c. ($S_{100\% \text{ c.c.}}$) son positivas para todas las temperaturas y tiempos control, excepto, en este caso, para 10 °C a 22 y 43 días, y para 35 °C a 43 días. Los valores máximos de $S_{100\% \text{ c.c.}}$ se obtienen a 30 °C a los 43 días de incubación y a 35 °C a los 22 y 43 días. Además para cada temperatura de incubación, $S_{100\% \text{ c.c.}}$ aumenta con el tiempo, es decir, que en todas la incubaciones a los 43 días se dan los valores máximos de

$S_{100\% \text{ c.c.}}$, por tanto con el tiempo se producen mayores diferencias en las cantidades de CO_2 emitidas, al variar el grado de humectación del suelo Prado húmedo. Al aumentar la temperatura de incubación se observan dos comportamientos: 1) a 10 días, disminuye hasta 25 °C, con la excepción de 10 °C en que $S_{100\% \text{ c.c.}}$ es cero por ser el vértice. Su valor máximo se registra a 30 °C (3,46); 2) a 22 y 43 días, $S_{100\% \text{ c.c.}}$ aumenta con la temperatura siendo muy alta, con gran diferencia, a 30 y 35 °C.

Si se comparan los valores de $S_{40\% \text{ c.c.}}$ y $S_{100\% \text{ c.c.}}$ se puede llegar a las siguientes conclusiones:

☞ A los 10 días de incubación, el suelo Prado más seco incubado a 35 °C, sería el que tendría las máximas oscilaciones en las cantidades de CO_2 emitidas, de producirse cambios en su grado de humectación, y las menores oscilaciones se producirían en el suelo a capacidad de campo incubado a 10 °C.

☞ A los 22 días de incubación, se podrían producir las máximas variaciones en las cantidades de dichas emisiones en el suelo a capacidad de campo incubado a 35 °C, y las mínimas en el suelo más seco a 30 °C.

☞ A los 43 días, al igual que a los 22 días, las variaciones serán mayores cuando las condiciones del suelo sean capacidad de campo y 35 °C, y serán menores también a capacidad de campo pero a 10 °C.

En general, en las muestras a capacidad de campo incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C, las cantidades de CO_2 que pueden emitir, son menos sensibles a las variaciones del grado de humedad, que las incubadas con un nivel de humectación del 40% c.c. (aunque con el tiempo aumenta dicha sensibilidad, como sucede, por ejemplo con las muestras de 20 °C a los 43 días de incubación) por tanto, son más sensibles las muestras más secas. Sin embargo, sucede lo contrario en las muestras incubadas a temperaturas más altas ya que, son más sensibles las de capacidad de campo y menos las más secas, aunque el efecto del tiempo es el mismo que para las temperaturas más bajas. Además, este efecto del tiempo, es notorio en la evolución del suelo más seco a 10 °C.

El término independiente a , es negativo para las temperaturas más bajas, 10 y 15 °C, y para las temperaturas superiores a 20 °C es positivo para todos los tiempos control, salvo a los 10 días a 20 y 25 °C. En general, cuando es positivo, el valor de a aumenta con el tiempo y la temperatura de incubación, lo que hace resurgir la idea de que se producen emisiones de CO_2 independientemente del grado de humedad del suelo, tanto más acusadas cuanto mayor es el tiempo y la temperatura de incubación. Ahora bien, en contraposición al suelo Robledal, en este suelo Prado, tales procesos se mantienen a lo largo del tiempo para las temperaturas más altas, 30 y 35 °C, obteniéndose su valor máximo a 35 °C y 43 días de incubación (2.414,4).

Al igual que en el suelo Robledal, para la temperatura de 10 °C, en la que el término independiente es negativo, se hace necesario calcular el grado de humedad a partir

del cual el suelo emite CO₂, de tal forma que a los 10 días sería a partir del 21% c.c. y a los 22 y 43 días, sería a partir del 28% c.c., por lo que la emisión es positiva en todo el rango de humedades experimentales, para los tres tiempos control (Figura 5.55).

A modo de resumen se podría decir, que mediante esta ecuación se pueden explicar todos los resultados determinados en los ensayos realizados con el suelo Prado, siendo las bondades de los ajustes muy buenas (la mayoría de ellas están comprendidas entre 0,99 y 1). Su aplicación confirma que el grado de humedad del suelo influye en las cantidades de CO₂ que puede emitir e indica que la mayor dependencia de dicho grado de humedad se produce a la temperatura de 35 °C y cuando, a esta temperatura, el suelo tenga la humedad del 100% c.c., pequeñas variaciones en su porcentaje de humedad, podrán originar una gran variación en las cantidades de CO₂ emitido. Sin embargo en el suelo seco habrá más variaciones en las cantidades de CO₂ emitido cuanto más baja sea la temperatura. Para ambos casos y en general, estas oscilaciones serán tanto mayores cuanto mayor sea el tiempo de incubación. De igual modo que en el suelo Robledal, a partir de los 20 °C al aumentar el tiempo y la temperatura de incubación el suelo emite CO₂ que podría proceder de procesos que no son dependientes de la humedad del suelo.

5.6. Modelos matemáticos utilizados para describir la influencia de la temperatura sobre la respiración de los suelos (condiciones aeróbicas)

5.6.1. Introducción

Con el fin de evaluar los efectos de la temperatura sobre la actividad respiratoria, los datos de emisión de CO₂ se sometieron a ajustes con las ecuaciones de Van't Hoff y de Lloyd y Taylor, en las que la respiración se expresa como función exponencial con respecto a la temperatura.

La ecuación de Van't Hoff (1898) determina una relación exponencial creciente entre la respiración y la temperatura

$$C = e^{b(t-T)}$$

donde C es el valor de la respiración obtenido a un tiempo de incubación concreto, T es la temperatura óptima y t es la variable que toma los valores de las temperaturas experimentales utilizadas.

Además, una vez obtenidos los valores de b para cada función, se puede calcular el coeficiente térmico de las velocidades de reacción (Q_{10}) mediante la ecuación: $Q_{10} = e^{10b}$. Este coeficiente es aceptado para los procesos edáficos relacionados con microorganismos o enzimas como coeficiente de mineralización. Teniendo en cuenta que según la regla de Van't Hoff “un aumento de la temperatura de 10 grados centígrados duplica la velocidad de reacción”, el valor de Q_{10} debería ser igual a 2 cada vez que se produjese dicho

incremento térmico, este valor se usa de forma universal para todas las reacciones químicas y diversos ecosistemas. No obstante, las investigaciones realizadas con respecto al efecto de la temperatura sobre la respiración del suelo concluyen que el valor de Q_{10} , para estos procesos, no es sólo función de la temperatura sino que la composición de la biota edáfica (Xiaoming Zou, 2007), y otros factores, como la humedad y la composición del suelo, afectan a los valores de Q_{10} . En consecuencia, de forma generalizada, se considera que la velocidad de una reacción química, y por extensión la descomposición y mineralización de los compuestos del carbono, aumenta de 2 a 4 veces al elevarse la temperatura en 10 °C, por lo que $2 \leq Q_{10} \leq 4$.

Q_{10} es una medida de la *sensibilidad* de los procesos químicos a la temperatura, por lo que en este estudio se utilizará como coeficiente de mineralización o *sensibilidad*, indistintamente. Como es obvio, la emisión de CO₂ por el suelo o su respiración está relacionada con los procesos de descomposición del carbono del suelo, los cuales manifiestan una gran diversidad de propiedades cinéticas que determinan la *sensibilidad* a las variaciones de la temperatura. Por ello, no hay un único criterio en cuanto a la *sensibilidad* a la temperatura de las reacciones de descomposición de la materia orgánica del suelo. Así, para algunos autores como Davidson et al. (2006) los factores ambientales influyen en dicha *sensibilidad*, por lo que estos autores sostienen que los valores de Q_{10} deben considerarse como una medida de la *sensibilidad aparente*, diferenciándola de la *sensibilidad intrínseca* que vendría a ser equivalente al “coeficiente térmico” o “ Q_{10} absoluto” definido por Van’t Hoff. Todas estas consideraciones vendrían a confirmar lo dicho anteriormente de que en los procesos relacionados con la respiración del suelo los valores de Q_{10} oscilan y que generalmente son superiores a 2.

La ecuación de Lloyd y Taylor (1934) considera que existe una relación exponencial decreciente entre la respiración y la energía de activación (E_o) cuyo valor varía respecto a un factor inverso de la temperatura, la expresión de esta ecuación es la siguiente

$$C = e^{-E_o [(1/A-227) - (1/T-227)]}$$

donde C es el valor de la respiración obtenido a un tiempo de incubación concreto, E_o es un parámetro relacionado con la energía de activación, T es la temperatura óptima y t es la variable que toma los valores de las temperaturas experimentales utilizadas.

Como es sabido, la energía de activación (E_a) o energía libre de activación ΔG° es la cantidad de energía necesaria que las moléculas deben poseer a una temperatura determinada, para alcanzar el estado activado, llamado “estado de transición”, en el que existe la mayor probabilidad de que se produzca una reacción química (formación o ruptura de un enlace químico) que generará un producto. Se podría decir que ΔG° es “la barrera de energía que separa a los reaccionantes de los productos”. De este modo cuanto menor sea dicha barrera menor será el valor de ΔG° o E_a y la velocidad de la reacción será mayor. Una forma de aumentar, esto es, acelerar la velocidad de una reacción química es

elevando la temperatura ya que da lugar a un aumento del movimiento térmico y de la energía de las moléculas, por lo que se incrementa el número de moléculas que son capaces de alcanzar el estado de transición pudiendo reaccionar y generar, así, productos más rápidamente. Por tanto, para un mismo valor de E_a cuanto mayor sea la temperatura ambiente mayor será la velocidad de reacción.

Teniendo en cuenta toda la exposición anterior, parece lógico pensar que el aumento de la temperatura del suelo tenga como consecuencia el incremento o aceleración de los procesos químicos y bioquímicos que puedan tener lugar en el mismo, entre los que se encuentra la respiración o actividad biológica de los microorganismos del suelo. No obstante, se ha de tener presente que las reacciones relacionadas con la actividad biológica son reacciones en las que intervienen enzimas los cuales son estables y, en consecuencia activos, dentro de un intervalo de temperaturas, como ya se comentó en la Introducción de este trabajo, por lo que las velocidades de las reacciones enzimáticas aumentarán al aumentar la temperatura siempre y cuando no se sobrepase el límite térmico de estabilidad de los enzimas que intervienen en dichas reacciones.

Para realizar los ajustes correspondientes a estas dos ecuaciones se tuvieron en cuenta “a priori”, diferentes condiciones de aplicación:

- En el estudio de la experiencia de translocación de monolitos de suelos dedicados a prado, reseñada en el apartado de Justificación y Objetivos de este trabajo, se comprobó que la temperatura de 15 °C es la que determina la mejor eficacia biológica (Gutiérrez et al., 2007). Por ello se toma este valor como referencia de temperatura óptima a la hora de aplicar las ecuaciones.
- En el suelo Prado se desestimó la temperatura de 25 °C debido a que surgieron sospechas sobre la fiabilidad de los datos obtenidos. Por la misma razón se descartó la temperatura de 20 °C en el suelo Cultivo-patata. Para este suelo, también se eliminan los valores obtenidos, para todas las temperaturas, en los cuatro primeros días de incubación, ya que las muestras tardan en reaccionar al proceso de incubación, esto es, tienen una fase de latencia o período de adaptación muy prolongado.

5.6.2. Ecuación de Van't Hoff

Esta ecuación $C = e^{b(t - T)}$, como se ha comentado anteriormente, establece una relación exponencial creciente entre la respiración y la temperatura. Al ser la temperatura óptima 15 °C, los incrementos térmicos hasta esta temperatura óptima producirán pequeños incrementos de la respiración y los aumentos por encima de la temperatura óptima (15 °C) provocarán aumentos de la actividad respiratoria que serán tanto mayores cuanto mayor sea la temperatura, en relación a la temperatura óptima, para un mismo valor de b . Los parámetros estimados al aplicar esta ecuación a los datos experimentales obtenidos para estos tres suelos, en condiciones aeróbicas, se muestran en la tabla 5.33.

5.6.2.1. Suelo Robledal

Los coeficientes de correlación r están comprendidos entre los valores extremos de 0,94 y 1, por lo que su significación estadística es muy alta ($p \leq 0,001$). Los mejores ajustes se dan en los valores correspondientes a las muestras menos húmedas (39 y 65% c.c.).

El parámetro b tiene tendencia a disminuir para un mismo valor de la humedad a lo largo del tiempo de incubación. Y para un mismo tiempo de incubación disminuye a medida que aumenta el contenido en humedad. De los resultados anteriores se puede deducir que el incremento de la respiración, al aumentar la temperatura de 10 a 15 °C, es menor a medida que aumenta el contenido en humedad del suelo y es cada vez menor a medida que aumenta el tiempo de incubación. Pero, para las temperaturas por encima de 15 °C el comportamiento sería el contrario, es decir, las cantidades emitidas de CO₂ serán mayores al aumentar la humedad del suelo y el tiempo de incubación, es decir, que las muestras más húmedas incubadas a 35 °C durante 43 días serían las que más CO₂ emitirían.

El coeficiente de mineralización Q_{10} es obvio que tiene el mismo comportamiento que b , esto es, disminuye con la humedad y con el tiempo. Los valores que toma están comprendidos entre 3,61 para las muestras más secas y con pocos días de incubación y 1,94 para las muestras más húmedas y con períodos de incubación mayores. Estos valores de Q_{10} indicarían que las velocidades de descomposición de la materia orgánica se incrementarían en un rango de 1,94 a 3,61, produciéndose el mayor incremento en las muestras humectadas al 39% c.c. a los pocos días de incubación y el menor en las muestras humectadas a capacidad de campo (100% c.c.) al finalizar la incubación, esto es, el efecto estimulador de la temperatura sobre la descomposición de la materia orgánica disminuye con el tiempo de incubación para cualquier nivel de humectación del suelo. Por tanto, las muestras del suelo mineralizan más rápido en los primeros días de incubación, siendo más activas las muestras más secas, y la actividad mineralizadora se va ralentizando a medida que transcurre el tiempo. Se podría decir que las muestras secas mineralizan más rápido, o dicho de otro modo, mineralizan más en menos tiempo.

Por otra parte, si se considera la *sensibilidad* a la temperatura de las reacciones de descomposición del carbono del suelo, se podría decir que cuanto menor es la humectación del suelo y el tiempo de incubación la *sensibilidad* de dichas reacciones a las variaciones de la temperatura es mayor.

Para poder comparar la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂ según el nivel de humectación del suelo se toman como referencia los valores de b a los tiempos control prefijados anteriormente, esto es, 7, 28 y 42 días (Tabla 5.32).

En la tabla 5.32 se puede observar que según los valores de b para los tres tiempos seleccionados, el suelo Robledal experimentará la mayor aceleración en la mineralización cuando esté más seco (39% c.c.) al incrementarse la temperatura de 10 a 15 °C, así como,

también, a este nivel de humedad tendrá la máxima desaceleración a la temperatura de 35 °C. Las menores variaciones de las velocidades de descomposición de la materia orgánica, esto es, aceleración al incrementarse la temperatura de 10 a 15 °C y desaceleración cuanto mayor sea la temperatura sobre los 15 °C, se producirán cuando las condiciones de humedad sean de 100% c.c. a los 28 días de incubación. Con el tiempo tienden a disminuir los valores de b , aunque, en general, las diferencias entre los valores obtenidos para los 28 y 43 días son pequeñas.

Tabla 5.32.- Suelo Robledal: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 28 y 42 días de los coeficientes b y Q_{10} de la ecuación de Van't Hoff.

	39% c.c.	65% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
b				
b₇	0,108	0,091	0,085	0,075
b₂₈	0,106	0,086	0,077	0,066
b₄₂	0,106	0,085	0,080	0,069
Q₁₀				
7 días	2,95	2,48	2,34	2,11
29 días	2,90	2,37	2,17	1,94
42 días	2,88	2,34	2,23	1,99

En cuanto a Q_{10} , coeficiente de mineralización o *sensibilidad*, se puede observar que todos los valores para estos tiempos control son próximos a 2, es decir que el aumento de 10 °C de la temperatura determinaría que casi se duplicasen las velocidades de las reacciones implicadas en la descomposición de la materia orgánica, por lo que la emisión de CO₂ se duplicaría, siempre y cuando la temperatura resultante no sea superior a la temperatura óptima. Con relación a la *sensibilidad* se puede decir que, según estos datos, en general disminuye al aumentar la humedad del suelo y el tiempo de incubación, de tal forma que el suelo de Robledal es más sensible a los cambios de temperatura cuando está mas seco y es menos sensible cuando está humectado a capacidad de campo.

5.6.2.2. Suelo Prado

Los coeficientes de correlación r están comprendidos entre los valores extremos de 1 y 0,82; en consecuencia, la significación estadística tiene una probabilidad mínima de $p \leq 0,02$ la cual se obtiene para el ajuste de la muestra 1001; para el resto de los ajustes dicha significación es muy alta ($p \leq 0,001$), al igual que ocurrió para el suelo Robledal (Tabla 5.33).

El parámetro b tiene tendencia a disminuir con el tiempo de incubación en el caso de las muestras con contenido en agua inferior a capacidad de campo (100% c.c.). En las muestras más secas, esto es, humectadas al 40 y 65% c.c., esta tendencia se manifiesta a partir de los 10 ó 20 días de incubación, no siendo así en las muestras humectadas al 80% c.c., en las que la disminución de b se produce a partir del cuarto día de incubación. En las muestras a la humedad de capacidad de campo (100% c.c.) la evolución de b es distinta, ya

que aumenta durante los primeros días de incubación hasta el día 29 y en los días sucesivos hasta el final de la misma disminuye.

Para un mismo tiempo de incubación, b disminuye a medida que aumenta la humedad, siempre y cuando los tiempos de incubación no sean superiores a 22 días, ya que a tiempos superiores aumenta en las muestras de 100% c.c.

Los valores más elevados de b (entre 0,13 y 0,075) se obtienen para los ajustes de las muestras más secas (40 y 65% c.c.), por lo que en ellas se producirán las mayores aceleraciones y las mayores desaceleraciones de la respiración cuanto más se aleje la temperatura de incubación de la óptima. Los valores más bajos (entre 0,076 y 0,036) en las muestras humectadas al 100% c.c. de tal modo que en ellas las aceleraciones y desaceleraciones serán de menor intensidad.

En consecuencia, en las muestras cuya humedad es inferior a la de capacidad de campo, al aumentar la temperatura de 10 a 15 °C, la respiración se acelera más cuanto menor es la humedad y el tiempo de incubación, mientras que en las muestras a capacidad de campo, la respiración se acelera menos y aumenta con el tiempo hasta el día 15 de incubación para disminuir en los días siguientes de la incubación.

Los valores de Q_{10} están comprendidos entre 3,71, para la muestra con nivel de humedad del 65% c.c. y a tiempo de incubación pequeño (día 3), y 1,43 para las muestras a capacidad de campo y un día de incubación. Estos valores indican que en las primeras muestras la velocidad de mineralización casi se cuadruplicaría mientras que en las de 100% c.c. no llegarían a duplicarse. Además, por su dependencia de b , Q_{10} disminuye al aumentar el contenido en agua de las muestras y el tiempo de incubación, excepto en las muestras a capacidad de campo, en las que aumenta hasta el día 22 de incubación para luego disminuir.

Por tanto, la capacidad de mineralización en el suelo Prado, de forma general, se ralentiza con la humedad y el tiempo, aunque al 100% c.c. Q_{10} aumenta desde el día 1 hasta el día 15 de 1,43 a 2,15, pero luego disminuye hasta el final de la incubación.

Al igual que en el suelo Robledal, para poder comparar la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂ según el nivel de humectación del suelo se toman como referencia los valores de b y de Q_{10} a los tiempos control prefijados anteriormente, esto es, 7, 29 y 43 días (Tabla 5.34).

Tabla 5.33.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Van't Hoff a los datos experimentales de CO₂ desprendido.

Robledal				Prado				Cultivo-patata			
Muestra	<i>b</i>	<i>r</i>	<i>Q</i> ₁₀	Muestra	<i>b</i>	<i>R</i>	<i>Q</i> ₁₀	Muestra	<i>b</i>	<i>r</i>	<i>Q</i> ₁₀
391	0,123	1,00 ^a	3,41	401	0,117	0,99 ^a	3,23
392	0,129	0,99 ^a	3,62	402	0,114	0,99 ^a	3,14
394	0,114	1,00 ^a	3,12	403	0,119	0,99 ^a	3,29
397	0,108	0,99 ^a	2,95	404	0,121	0,99 ^a	3,36
399	0,110	0,98 ^a	2,99	407	0,116	0,99 ^a	3,18
3911	0,107	0,99 ^a	2,91	408	0,114	0,99 ^a	3,14
3914	0,110	0,99 ^a	3,01	409	0,114	0,99 ^a	3,12
3921	0,110	0,99 ^a	3,00	4010	0,116	0,99 ^a	3,20
3924	0,108	0,98 ^a	3,00	4015	0,120	0,99 ^a	3,34
3928	0,106	0,98 ^a	2,90	4022	0,119	1,00 ^a	3,29
3935	0,104	0,98 ^a	2,84	4029	0,108	1,00 ^a	2,95
3942	0,106	0,99 ^a	2,88	4036	0,103	1,00 ^a	2,80
				4043	0,105	1,00 ^a	2,85
651	0,104	0,99 ^a	2,84	651	0,098	0,98 ^a	2,67
652	0,106	0,98 ^a	2,89	652	0,099	0,97 ^a	2,70
654	0,096	0,99 ^a	2,61	653	0,131	0,97 ^a	3,71
657	0,091	0,98 ^a	2,48	654	0,106	0,97 ^a	2,88
659	0,091	0,97 ^a	2,50	657	0,105	0,97 ^a	2,87	607	0,062	0,90 ^b	1,85
6511	0,090	0,98 ^a	2,47	658	0,104	0,98 ^a	2,82	608	0,063	0,92 ^b	1,87
6514	0,089	0,98 ^a	2,44	659	0,102	0,98 ^a	2,77	609	0,061	0,92 ^b	1,85
6521	0,091	0,99 ^a	2,49	6510	0,103	0,98 ^a	2,79	6010	0,063	0,93 ^a	1,89
6524	0,089	0,99 ^a	2,44	6515	0,096	0,98 ^a	2,62	6015	0,060	0,95 ^a	1,83
6528	0,086	0,99 ^a	2,37	6522	0,086	0,99 ^a	2,38	6022	0,069	0,98 ^a	1,98
6535	0,086	0,99 ^a	2,36	6529	0,082	0,99 ^a	2,28	6029	0,046	0,91 ^b	1,58
6542	0,085	0,99 ^a	2,34	6536	0,075	0,99 ^a	2,11	6036	0,048	0,92 ^b	1,62
				6543	0,075	0,99 ^a	2,11	6043	0,052	0,94 ^a	1,68
801	0,092	0,99 ^a	2,50	801	0,085	0,98 ^a	2,35
802	0,105	0,99 ^a	2,85	802	0,083	0,97 ^a	2,29
804	0,094	0,99 ^a	2,55	803	0,085	0,97 ^a	2,33
807	0,085	0,98 ^a	2,34	804	0,085	0,97 ^a	2,34
809	0,084	0,94 ^a	2,32	807	0,083	0,98 ^a	2,29	807	0,067	0,93 ^a	1,96
8011	0,080	0,95 ^a	2,24	808	0,082	0,98 ^a	2,28	808	0,069	0,95 ^a	1,99
8014	0,081	0,96 ^a	2,24	809	0,081	0,98 ^a	2,25	809	0,069	0,95 ^a	1,99
8021	0,080	0,97 ^a	2,22	8010	0,081	0,98 ^a	2,24	8010	0,071	0,96 ^a	2,03
8024	0,078	0,97 ^a	2,19	8015	0,080	0,99 ^a	2,22	8015	0,077	0,98 ^a	2,16
8028	0,077	0,98 ^a	2,17	8022	0,071	0,98 ^a	2,04	8022	0,083	0,99 ^a	2,30
8035	0,079	0,99 ^a	2,20	8029	0,065	0,99 ^a	1,92	8029	0,068	0,97 ^a	1,98
8042	0,080	0,99 ^a	2,23	8036	0,060	0,98 ^a	1,82	8036	0,073	0,98 ^a	2,07
				8043	0,060	0,98 ^a	1,82	8043	0,075	0,98 ^a	2,11
1001	0,081	0,99 ^a	2,25	1001	0,036	0,82 ^c	1,43
1002	0,090	0,99 ^a	2,46	1002	0,052	0,95 ^a	1,69
1004	0,084	0,99 ^a	2,33	1003	0,065	0,96 ^a	1,92
1007	0,075	0,98 ^a	2,11	1004	0,074	0,96 ^a	2,09
1009	0,073	0,94 ^a	2,08	1007	0,076	0,97 ^a	2,13	1007	0,059	0,95 ^a	1,81
10011	0,069	0,96 ^a	1,99	1008	0,075	0,98 ^a	2,11	1008	0,057	0,95 ^a	1,76
10014	0,070	0,97 ^a	2,02	1009	0,075	0,98 ^a	2,11	1009	0,056	0,95 ^a	1,76
10021	0,069	0,98 ^a	2,00	10010	0,075	0,98 ^a	2,12	10010	0,059	0,97 ^a	1,81
10024	0,068	0,99 ^a	2,00	10015	0,077	0,99 ^a	2,15	10015	0,070	0,99 ^a	2,01
10028	0,066	0,99 ^a	1,94	10022	0,072	0,99 ^a	2,05	10022	0,079	0,99 ^a	2,21
10035	0,067	0,99 ^a	1,96	10029	0,067	0,99 ^a	1,96	10029	0,057	0,95 ^a	1,77
10042	0,069	0,99 ^a	1,99	10036	0,064	0,99 ^a	1,89	10036	0,064	0,96 ^a	1,90
				10043	0,063	0,99 ^a	1,88	10043	0,066	0,96 ^a	1,93

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: *a*: p≤0,001; *b*: p≤0,01; *c*: p≤0,02; *d*: p≤0,05; *e*: p≤0,1.

En la tabla última mencionada, se puede observar como los valores de b son menores cuanto mayor es el tiempo de incubación y como disminuye cuando el tiempo de incubación es 7 días a medida que aumenta la humedad. Cuando los tiempos de incubación son de 29 y 43 días, b disminuye al aumentar la humedad del 40 hasta el 80% c.c. y aumenta al aumentar el nivel de humectación a capacidad de campo (100% c.c.). Por tanto, en las muestras más secas al aumentar la temperatura de 10 a 15 °C se producirá la aceleración mayor de la respiración que irá disminuyendo a medida que transcurra el tiempo. Sin embargo, cuando la temperatura de incubación sea superior a los 15 °C, en estas muestras tendrá lugar la mayor desaceleración. En las muestras humectadas al 80% c.c. después de estar incubadas durante 43 días, se producirán las menores aceleraciones y desaceleraciones. Y en las muestras humectadas a capacidad de campo los cambios de temperatura producirán cambios del ritmo respiratorio (aceleración- desaceleración) menos acusados que en el resto de las humedades.

Teniendo en cuenta los valores obtenidos para el coeficiente Q_{10} , se puede observar que todos ellos están comprendidos en el rango de $2 \leq Q_{10} \leq 4$. La mineralización será más intensa en las muestras más secas, sobre todo en los primeros días de incubación. También se observa que el tiempo disminuye la mineralización para cualquier contenido de humedad. Asimismo, se puede ver que la mineralización es menor en las muestras más húmedas (80 y 100% c.c.). En términos de *sensibilidad* las muestras más sensibles a los cambios de temperatura, esto es, en las que la descomposición de la materia orgánica y consecuentemente la emisión de CO₂ tiene una mayor dependencia de la temperatura, son las más secas sobre todo al inicio de la incubación y las menos sensibles son las muestras humectadas al 80% c.c. después de un tiempo de incubación de 43 días.

Tabla 5.34.- Suelo Prado: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 29 y 43 días de los coeficientes b y Q_{10} de la ecuación de Van't Hoff.

	40% c.c.	65% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
b				
b₇	0,116	0,105	0,083	0,076
b₂₉	0,108	0,082	0,065	0,067
b₄₃	0,105	0,075	0,060	0,063
Q₁₀				
7 días	3,18	2,87	2,29	2,13
29 días	2,95	2,28	1,92	1,96
43 días	2,85	2,11	1,82	1,88

5.6.2.3. Suelo Cultivo-patata

Los coeficientes de correlación r están comprendidos entre los valores extremos de 0,99 y 0,90, por lo que la probabilidad de la significación estadística para los ajustes de los datos a esta ecuación es como mínimo $p \leq 0,01$, siendo para la mayoría de los ajustes realizados de $p \leq 0,001$ al igual que para los otros dos suelos (Tabla 5.33).

El parámetro b tiene tendencia a aumentar a lo largo del tiempo a medida que va aumentando el contenido en humedad de las muestras hasta capacidad de campo. Sin embargo, en las muestras más secas (60% c.c.) a partir del día 22 de incubación tiene tendencia a disminuir.

Para un mismo tiempo de incubación aumenta al incrementarse la humedad del 60 al 80% c.c., y disminuye de 80 a 100% c.c.

A la vista de estos resultados, se puede decir que en este suelo la actividad respiratoria es menor en las muestras más secas, acentuándose este comportamiento a lo largo del tiempo, es decir, aumenta con la humedad y con el tiempo de incubación. Las muestras a humedad de capacidad de campo manifiestan una inhibición de la respiración.

El coeficiente de mineralización, Q_{10} los valores obtenidos para el suelo Cultivo-patata están comprendidos entre 2,30, que se obtiene para la muestra 8022, y 1,58, de la muestra 6029; por tanto, en la primera se produce el mayor incremento de la mineralización y en la segunda el menor. En las muestras más secas (60% c.c.) los valores de Q_{10} oscilan a lo largo de todo el período de la incubación. Al aumentar la humedad del suelo de un 60 a un 80% c.c. los valores de Q_{10} aumentan y, cuando la humedad es del 80% c.c., dichos valores aumentan a medida que transcurre el tiempo de incubación. Las muestras a capacidad de campo (100% c.c.), tienen valores de Q_{10} más bajos que los de las muestras humectadas a 80% c.c. a cada uno de los tiempos considerados y durante los diez primeros días de incubación los valores de Q_{10} son menores que en los días sucesivos hasta el final de la incubación. Al comparar los valores de Q_{10} de las muestras a 100% c.c. con los de las muestras a 60% c.c. se pone de manifiesto que desde el día 1 hasta el día 15 de incubación dichos valores son menores en las incubaciones realizadas a capacidad de campo y desde este día hasta el final de la incubación sucede lo contrario, esto es, los valores de Q_{10} son menores en las muestras a 60% c.c. que en las muestras a 100% c.c.

Con estos resultados, se puede decir que las muestras que mineralizan más son las humectadas a 80% c.c. Para todas estas humedades los valores máximos de mineralización se obtienen a los 22 días de incubación (Tabla 5.33). En este suelo de cultivo, un contenido bajo de humedad provoca que la mineralización se ralentice a partir de los 22 días de incubación. Sin embargo, cuando el suelo está a capacidad de campo sucede lo contrario, es decir, la mineralización se activa a partir de dicho día 22.

Como en los dos suelos anteriores para poder realizar un análisis comparativo de la influencia de la temperatura en la emisión de CO_2 o respiración según el nivel de humectación del suelo Cultivo-patata, se toman como referencia los valores de b y de Q_{10} a los tiempos control prefijados anteriormente, esto es, 7, 29 y 43 días (Tabla 5.35).

Teniendo en cuenta los datos de b reflejados en la tabla 5.35 las mayores variaciones de la velocidad de mineralización en el suelo Cultivo-patata, producidas por el incremento de la temperatura hasta y por encima de la temperatura óptima, tendrán lugar

cuando su contenido en agua sea del 80% c.c. y a los 43 días de incubación. Asimismo, las menores variaciones serán cuando la humedad sea del 60% c.c. y a los 29 días de incubación. También se puede decir que para los niveles de humedad del 80 y 100% c.c. los valores de b tienden a incrementarse con el tiempo, de este modo la influencia de los cambios térmicos sería mayor en el aumento o disminución de las velocidades de descomposición de los compuestos de carbono.

Como es de esperar los valores más elevados de Q_{10} corresponden a la humedad del 80% c.c., pudiendo tener lugar las máximas variaciones en la velocidad de mineralización a los 43 días y las mínimas a la humedad de 60% c.c. a los 29 días. Ambas condiciones se corresponden con la máxima y mínima *sensibilidad* del suelo Cultivo-patata a la variación de la temperatura.

Tabla 5.35.- Suelo Cultivo-patata: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 29 y 43 días de los coeficientes b y Q_{10} de la ecuación de Van't Hoff.

	60% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
b			
b_7	0,062	0,067	0,059
b_{29}	0,046	0,068	0,057
b_{43}	0,052	0,075	0,066
Q_{10}			
7 días	1,85	1,96	1,81
29 días	1,58	1,98	1,77
43 días	1,68	2,11	1,93

5.6.2.4. Resumen

Si se comparan los resultados de Q_{10} obtenidos para los tres suelos se concluye que:

- El rango de variación mayor de Q_{10} se da en el suelo Prado (2,28 unidades de diferencia entre el máximo y el mínimo), mientras que en el suelo Robledal es de 1,67 y en el Cultivo-patata es de 0,72. Por tanto la mayores variaciones en la *sensibilidad* del suelo a los cambios de la temperatura se darán en el suelo Prado y las menores en el suelo Cultivo-patata.
- En los suelos Robledal y Prado la humedad disminuye la *sensibilidad* de las reacciones de descomposición de la materia orgánica a los cambios de temperatura, obteniéndose las menores *sensibilidades* en condiciones de capacidad de campo y las mayores cuando los suelos están más secos. Sin embargo, en el suelo Cultivo-patata cuando está más seco es menos sensible a los cambios de temperatura.
- El tiempo disminuye la *sensibilidad* a los cambios térmicos para cualquier contenido de humedad del suelo de Prado y para los contenidos del 39 y del 65 % c.c. del suelo Robledal, para las demás condiciones de humedad de este suelo y

para todas las del suelo Cultivo-patata los valores oscilan, aunque con tendencia a que la *sensibilidad* aumente sobre todo en el suelo Cultivo-patata.

5.6.3. Ecuación de Lloyd y Taylor

Como se comentó anteriormente, la ecuación $C = e^{-E_o [(1/t-227) - (1/T-227)]}$ de Lloyd y Taylor establece una relación exponencial decreciente entre el parámetro relacionado con la energía de activación (E_o) y la respiración. Teniendo en cuenta la temperatura óptima de 15 °C, los incrementos térmicos hasta dicha temperatura producirán que la respiración sea mayor cuanto menor sea E_o y, en consecuencia, serán mayores las velocidades de descomposición o mineralización de la materia orgánica y la emisión de CO₂ del suelo. Sin embargo, los incrementos térmicos por encima de la temperatura óptima (15 °C), esto es a 20, 25, 30 y 35 °C, producirán que la respiración aumente más cuanto mayor sea E_o y el incremento de la temperatura por encima de la óptima. Cuanto mayor sea el incremento con relación a la temperatura óptima, mayor será la activación o aceleración de las velocidades de las reacciones de mineralización, por lo que aumentarán las emisiones de CO₂ del suelo.

Los valores de E_o y r obtenidos para los tres suelos se presentan en la tabla 5.37 y, como se ha comentado en varias ocasiones, en este trabajo E_o se interpreta como un parámetro adimensional relacionado con la Energía de Activación.

5.6.3.1. Suelo Robledal

Para los datos obtenidos en este suelo los coeficientes de correlación varían entre $r = 1,00$ y $0,96$.

El parámetro (E_o) disminuye a medida que aumenta el contenido en humedad de las muestras y con el tiempo de incubación.

El efecto del tiempo es mayor en las muestras más secas, como lo demuestran la diferencia de los valores obtenidos para la muestra a 39% c.c., que a 1 día de incubación el valor de E_o es igual a 596,97 mientras que a los 42 días es 514,76, y para la muestra a 100% c.c., que con 1 día de incubación tiene un valor de E_o igual a 389,22 y con 42 días el valor de E_o es 332,85 (Tabla 5.37).

De este modo al aumentar la temperatura hasta los 15 °C, se producirá un incremento de la respiración que será tanto mayor cuanto menor sea la humedad del suelo y el tiempo de incubación, es decir, al producirse dicho incremento térmico las velocidades de las reacciones de descomposición del carbono del suelo aumentarán más en el suelo Robledal seco en los primeros días de incubación, siempre y cuando la temperatura de incubación no sea superior a los 15 °C. Sin embargo, cuando el incremento de la temperatura de incubación es superior a 15 °C la respiración aumentará, tanto más cuanto mayor sea el incremento de la temperatura, la humedad y el tiempo, ya que las reacciones mineralizantes se activan y por tanto la emisión de CO₂ será mayor.

Para poder realizar un análisis más detallado sobre la influencia de la temperatura en relación con el nivel de humedad del suelo a lo largo de la incubación, se comparan los valores obtenidos para E_o a las distintas humedades para los tiempos seleccionados de 7, 28 y 42 días en este análisis (Tabla 5.36). Los resultados obtenidos ponen de manifiesto lo dicho anteriormente y además que para los niveles de humedad más bajos (39 y 65% c.c.) los valores de E_o disminuyen con el tiempo de incubación y para los niveles de 80 y 100% c.c. disminuyen desde el día 7 hasta el día 28 y desde este día al 42 aumenta.

Como se puede observar el máximo valor de E_o (524,33) se obtiene en el suelo Robledal humectado al 39% c.c. después de ser incubado 7 días, por tanto al aumentar la temperatura a 15 °C emitirá menos CO₂ que a cualquier otra humedad. Si la temperatura es superior a la óptima se producirá la mayor emisión cuanto mayor sea el incremento térmico, esto es a 35 °C, en estas muestras más secas. El valor más pequeño de E_o (319,41) corresponde a la muestra humectada a capacidad de campo (100% c.c.) incubada durante 28 días. Por tanto, el suelo Robledal a los 28 días de incubación, al aumentar la temperatura de 10 a 15 °C respirará más cuando está humectado a capacidad de campo que a cualquiera de las demás humedades a esta temperatura de 15 °C. Cuando los incrementos den lugar a temperaturas superiores a 15 °C respirará menos que cuando está menos húmedo y aumenta la emisión de CO₂ tanto más cuanto mayor sea el incremento térmico, es decir es decir a 35 °C.

Tabla 5.36.- Suelo Robledal: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 28 y 42 días de E_o de la ecuación de Lloyd y Taylor.

	39% c.c.	65% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
E_o				
7 días	524,33	438,65	410,68	361,36
28 días	517,08	417,72	375,68	319,41
42 días	514,76	410,80	388,27	332,85

5.6.3.2. Suelo Prado

Los coeficientes de correlación están comprendidos entre los valores extremos: $r = 1,00$ y $0,82$ (Tabla 5.37).

Para muestras con igual contenido de humedad, salvo para las de 100% c.c., E_o tiende a disminuir a lo largo del tiempo, aunque en las muestras humectadas al 65% c.c. aumenta durante los 3 primeros días y en las muestras al 40% c.c. se producen aumentos en el día 4 y desde el día 10 al 22. En las muestras a capacidad de campo E_o aumenta desde el día 1 hasta el día 22, pero a partir de este día 22 disminuye hasta el final de la misma.

Para un mismo tiempo de incubación, E_o disminuye a medida que aumenta la humedad, siempre que se trate de períodos de incubación pequeños, de 7 a 22 días, pero

por encima de los 22 días de incubación y en muestras a capacidad de campo los valores de E_o son mayores que los de las muestras con humedades inferiores.

En consecuencia, E_o disminuye al aumentar la humedad de las muestras y a medida que transcurre el tiempo. Las muestras a capacidad de campo al finalizar la incubación tienen valores de E_o más elevados a los esperados en relación con lo que sucede para las muestras de humedades inferiores, ya que a medida que aumenta el nivel de humectación del suelo los valores de E_o son cada vez menores al finalizar la incubación, como se puede comprobar en la tabla 5.37.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, el suelo Prado al aumentar la temperatura a 15 °C respirará más, es decir emitirá más CO₂, cuanto más húmedo esté y cuanto más tiempo dure la incubación. A temperaturas superiores a 15 °C, si el tiempo de incubación no es superior a 15 días, emitirá menos CO₂ a la temperatura de 20 °C cuanto más húmedo esté (esto es al 100% c.c.), pero si la incubación es de 22 o más días emitirá más cuando está humectado al 100% c.c. e incubado a 35 °C.

Al igual que para el suelo Robledal se comparan los valores obtenidos para E_o a los 7, 29 y 43 días, con el fin de analizar la influencia de la temperatura a los distintos niveles de humedad del suelo a lo largo de la incubación (Tabla 5.38).

A los 7 días de incubación el suelo Prado a la temperatura de 15 °C emitirá menos CO₂ cuando está más seco (40% c.c.) y más cuando el contenido en agua es del 100% c.c. Para temperaturas superiores a los 15 °C emitirá más cuando está humectado al 40% c.c. e incubado a 35 °C y menos cuando la humedad es del 100% c.c. y la temperatura de incubación de 20 °C.

Cuando el tiempo de incubación es de 29 y 43 días a 15 °C la muestra más seca (40% c.c.) es la que menos CO₂ emite, pero la que más emite es la humectada al 80% c.c. A temperaturas superiores de la óptima la muestra más seca pasará a emitir más cuanto mayor sea la temperatura de incubación y la de 80% c.c. será la que emita menos cuanto menor sea la temperatura.

5.6.3.3. Suelo Cultivo-patata

Los coeficientes de correlación obtenidos para este suelo están comprendidos entre los valores extremos: $r = 0,99$ y $0,89$ (Tabla 5.37).

Para muestras con igual contenido de humedad la tendencia de los valores de E_o a lo largo del tiempo no es uniforme, ya que hasta el día 22 para las muestras más secas (60% c.c.) oscila, para las muestras con 80% c.c. aumenta y para las de 100% c.c. disminuye desde el día 7 hasta el día 9 y aumenta desde ese hasta el 22. A partir de los 22 días de incubación E_o aumenta en las muestras más secas y en las de 80 y 100% c.c. a partir del día 29, también, aumenta; para estas dos últimas humedades del día 22 al 29 disminuye (Tabla 5.37).

Tabla 5.37.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Lloyd y Taylor a los datos experimentales de CO₂ desprendido.

Robledal			Prado			Cultivo-patata		
Muestra	E_o	r	Muestra	E_o	r	Muestra	E_o	r
391	596,97	0,99 ^a	401	571,47	0,99 ^a
392	626,96	1,00 ^a	402	557,06	0,98 ^a
394	553,59	1,00 ^a	403	580,47	0,98 ^a
397	524,33	0,99 ^a	404	590,39	0,98 ^a
399	533,36	0,99 ^a	407	563,62	0,98 ^a
3911	520,18	0,99 ^a	408	557,25	0,98 ^a
3914	536,29	0,99 ^a	409	554,15	0,99 ^a
3921	535,41	1,00 ^a	4010	567,65	0,99 ^a
3924	527,56	1,00 ^a	4015	587,79	0,99 ^a
3928	517,08	1,00 ^a	4022	580,70	0,99 ^a
3935	509,31	0,99 ^a	4029	528,45	1,00 ^a
3942	514,76	0,99 ^a	4036	501,96	1,00 ^a
			4043	511,55	1,0 ^a
651	506,93	0,99 ^a	651	477,33	0,97 ^a
652	515,32	0,98 ^a	652	481,33	0,96 ^a
654	464,88	0,99 ^a	653	638,80	0,96 ^a
657	438,65	0,98 ^a	654	512,82	0,95 ^a
659	443,71	0,98 ^a	657	511,08	0,96 ^a	607	293,73	0,89 ^b
6511	438,75	0,99 ^a	658	503,05	0,96 ^a	608	299,32	0,90 ^b
6514	431,24	0,98 ^a	659	494,74	0,97 ^a	609	293,34	0,91 ^b
6521	441,44	0,99 ^a	6510	498,10	0,97 ^a	6010	303,59	0,92 ^b
6524	431,19	0,99 ^a	6515	468,40	0,97 ^a	6015	289,27	0,94 ^a
6528	417,72	0,99 ^a	6522	420,38	0,98 ^a	6022	330,60	0,98 ^a
6535	415,51	0,99 ^a	6529	400,44	0,98 ^a	6029	219,54	0,91 ^b
6542	410,80	0,99 ^a	6536	362,65	0,99 ^a	6036	230,63	0,92 ^b
			6543	361,27	0,98 ^a	6043	247,31	0,94 ^a
801	442,12	0,98 ^a	801	412,91	0,97 ^a
802	507,62	0,99 ^a	802	399,57	0,96 ^a
804	454,38	0,99 ^a	803	410,25	0,96 ^a
807	410,68	0,98 ^a	804	412,57	0,96 ^a
809	408,12	0,96 ^a	807	401,11	0,96 ^a	807	322,31	0,92 ^b
8011	391,03	0,97 ^a	808	398,02	0,96 ^a	808	329,46	0,93 ^a
8014	392,77	0,98 ^a	809	391,55	0,96 ^a	809	330,94	0,94 ^a
8021	388,13	0,99 ^a	8010	390,16	0,97 ^a	8010	339,37	0,95 ^a
8024	380,93	0,99 ^a	8015	386,69	0,97 ^a	8015	371,32	0,98 ^a
8028	375,68	1,00 ^a	8022	345,34	0,97 ^a	8022	404,54	0,99 ^a
8035	382,15	1,00 ^a	8029	314,33	0,98 ^a	8029	329,17	0,98 ^a
8042	388,27	1,00 ^a	8036	289,20	0,97 ^a	8036	352,97	0,98 ^a
			8043	288,31	0,96 ^a	8043	362,44	0,99 ^a
1001	389,22	0,98 ^a	1001	169,93	0,82 ^c
1002	434,64	0,98 ^a	1002	250,58	0,94 ^a
1004	408,62	0,99 ^a	1003	313,00	0,95 ^a
1007	361,36	0,98 ^a	1004	355,61	0,95 ^a
1009	354,73	0,96 ^a	1007	365,50	0,96 ^a	1007	282,34	0,93 ^a
10011	332,69	0,97 ^a	1008	360,60	0,96 ^a	1008	270,08	0,93 ^a
10014	340,13	0,98 ^a	1009	361,30	0,97 ^a	1009	268,99	0,94 ^a
10021	334,93	0,99 ^a	10010	363,64	0,98 ^a	10010	284,43	0,96 ^a
10024	328,54	1,00 ^a	10015	372,31	0,99 ^a	10015	337,58	0,98 ^a
10028	319,41	1,00 ^a	10022	346,78	0,98 ^a	10022	384,10	0,99 ^a
10035	324,44	1,00 ^a	10029	324,79	0,99 ^a	10029	273,18	0,95 ^a
10042	332,85	1,00 ^a	10036	306,48	0,99 ^a	10036	307,84	0,96 ^a
			10043	304,22	0,98 ^a	10043	315,91	0,96 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: p≤0,001; b: p≤0,01; c: p≤0,02; d: p≤0,05; e: p≤0,1.

Para un mismo tiempo de incubación tampoco hay uniformidad. Así para 7 días de incubación, las muestras a capacidad de campo tienen valores de E_o menores que las muestras a 80% c.c. mientras que en éstas el valor de E_o es mayor que en las de 60% c.c. Sin embargo, a los 29 días las muestras más secas 60% c.c. son las que tienen el valor más bajo y las del 80% c.c. el más alto, manteniéndose así hasta el final de la incubación.

Tabla 5.38.- Suelo Prado: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 29 y 43 días de E_o de la ecuación de Lloyd y Taylor.

E_o	40% c.c.	65% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
7 días	563,62	511,08	401,11	365,50
29 días	528,45	400,44	314,33	324,79
43 días	511,55	361,27	288,31	304,22

Al comparar (Tabla 5.39) los resultados obtenidos de E_o para todas las humedades en los tiempos seleccionados (7, 29 y 43 días), se puede observar, además de lo dicho anteriormente, que a los 43 días las muestras con la humedad del 80% c.c. son las que tienen el valor más elevado de E_o mientras que en las de 60% c.c. es el más pequeño.

Según estos datos a los 7 días de incubación al incrementar la temperatura a 15 °C el suelo Cultivo-patata emitirá menos CO₂ cuando esté humectado al 80% c.c. y más cuando esté a 100% c.c.. A temperaturas superiores a 15 °C emitirán más las humectadas al 80% c.c. y menos las de 100% c.c. para cualquier temperatura. A los 29 y 43 días, las muestras al 80% c.c. seguirán emitiendo menos a 15 °C, pero las más secas (60% c.c.) emitirán más CO₂ que las más húmedas y a valores superiores de la temperatura emitirán más las del 80% c.c. y menos las de 60% c.c.

Tabla 5.39.- Suelo Cultivo-patata: valores seleccionados a los tiempos de incubación de 7, 29 y 43 días de E_o de la ecuación de Lloyd y Taylor.

E_o	60% c.c.	80% c.c.	100% c.c.
7 días	293,73	322,31	282,34
29 días	219,54	329,17	273,18
43 días	247,31	362,44	315,91

5.6.3.4. Comparación entre los suelos

Si se comparan los datos de los tres suelos para los días 7, 29 y 43 de incubación (Tablas 5.36, 5.38 y 5.39) se puede decir que, en general, a la temperatura óptima de 15 °C los suelos Robledal y Prado emitirían menos CO₂ cuando están más secos y emitirían más cuando la humectación es a capacidad de campo (suelo Robledal) o próxima a ella (80% c.c. suelo Prado), sin embargo el suelo Cultivo-patata siempre emite menos CO₂ humectado a 80% c.c. y más o bien a 100% c.c. a los 7 días o bien cuando está más seco (60% c.c.) a partir de los 7 días. De lo que se puede inferir que el efecto de la temperatura es diferente según el grado de humedad del suelo y el tipo de suelo, ya que en los suelos de

Robledal y Prado la respiración estaría inhibida en condiciones de sequía mientras que en el suelo de Cultivo-patata la respiración se activaría, después de un tiempo de incubación, en dichas condiciones de humedad a la temperatura óptima.

5.7. Modelos de la emisión de CO₂ en función de la temperatura, humedad y tiempo de incubación (condiciones aeróbicas)

5.7.1. Introducción

La vida se caracteriza por su continua adaptación al medio cambiante en el que se desarrolla; por ello, se puede pensar que si se controlan los factores ambientales esenciales para el desarrollo de los seres vivos sería factible modelar una ecuación con un valor explicativo y grado de confianza del 100%, capaz de determinar las respuestas a los cambios inducidos en dichos factores a lo largo del tiempo. Así, por ejemplo, al controlar la humedad y la temperatura de un suelo, de tal modo que pueden ser modificadas, y determinar la emisión de CO₂ a lo largo del tiempo, se podría albergar la esperanza de obtener un modelo matemático que predijese la respuesta del suelo ante un determinado cambio con una certeza del 100%. Sin embargo, es sabido que tal grado de acierto no es posible ya que en la respuesta influyen muchos factores, muchos de ellos desconocidos al ser emergentes de las nuevas interacciones o situaciones.

Si bien los procesos biológicos no pueden ser totalmente explicados por su ajuste a modelos estadísticos, debido a que no es posible el conocimiento pleno de tales procesos, la profusa información obtenida a través de los resultados experimentales plantea el estudio de valorar la relación entre las distintas variables presentes en el diseño del trabajo.

En este caso la emisión de CO₂, identificada por la letra **R**, es la variable dependiente (criterio, explicada o respuesta) y las variables independientes, también llamadas predictorias o explicativas, son las distintas temperaturas de incubación (representadas por la variable **T**), los diversos porcentajes de humedad hasta capacidad de campo de cada suelo (representados por la variable **H**) y el tiempo de incubación (representado por la variable **D**). Para relacionar estas cuatro variables se han de diseñar modelos de ecuaciones que las incluyan, ya sea parcialmente o en su totalidad.

5.7.2. Modelos explicativos. El modelo máximo.

Es obvio que los posibles modelos a construir se habrían de basar, cuando menos, en una *regresión lineal múltiple*, aunque “a priori”, tratándose de un estudio biológico, no se pueden descartar *modelos no lineales*, como las transformaciones exponenciales o los modelos cuadráticos.

A tenor de lo escrito anteriormente, se diseñan más de 60 modelos de regresión múltiple, combinando las distintas variables predictorias (Tabla 5.40). Dichos modelos

pueden incluir o no relaciones lineales (T, D, H) y no lineales en función de las tres variables de interés, tales como las cuadráticas de interacción entre las variables independientes (TD, TH, DH) y los cuadrados de las mismas (T^2 , D^2 , H^2), con el objetivo de encontrar la regresión con mayor valor explicativo del proceso. Al proceder de esta manera se llega a modelos que incluyen nueve variables explicativas, ya que tales modelos son compatibles con el criterio estadístico en cuanto al número de casos necesarios para incluir una variable explicativa nueva. Lo habitual es incluir como máximo una variable cada 10 casos, por lo que serían necesarios 100, pero algunos autores como Barón López y Téllez Montiel (2005), incluyen una nueva variable cada 20 observaciones.

Tabla 5.40.- Modelos matemáticos para explicar la emisión de CO₂ en función de las tres variables independientes [tiempo (*D*), humedad (*H*) y temperatura (*T*)] para los tres suelos, considerando valores de humedad inferiores a la capacidad de campo.

$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5T + a_6H + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1H^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6D + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6D + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7HT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$	$R = z + a_1DTH$ $R = z + a_5H + a_8DT$ $R = z + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_8DT$ $R = z + a_5H + a_6T + a_8DT$ $R = z + a_6T + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_8DT$ $R = z + a_4D + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DH$ $R = z + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DH$ $R = z + a_2T^2 + a_4T + a_8DH$ $R = z + a_2T^2 + a_4T + a_9DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4T + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8HT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_8DT$ $R = a_4D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_6T + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_6T + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_7DH + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$
--	--

En este trabajo se contabilizan 288 casos y 820 observaciones en el suelo Robledal, 312 casos y 1300 observaciones en Prado y 234 casos y 1160 observaciones en Cultivo-patata, por lo que todos ellos son superiores a las cantidades requeridas por el criterio estadístico, de lo que se deduce que es factible el planteamiento de un modelo con 9 variables. Mediante el programa informático *Statistica* se han obtenido los coeficientes de correlación múltiple (*r*) y los coeficientes de determinación (*r*²) de cada modelo, con un intervalo de confianza del 95% y un nivel de significación (α) = 0,05, para cada uno de los suelos empleados en el estudio realizado (Tabla 5.41), con el fin de valorar el poder

explicatorio de los mismos. En esta tabla se puede observar que el valor mínimo de r^2 es 0,70 y que se da en el suelo Prado, mientras que el máximo es 0,98 en el suelo Robledal. En otras palabras, el peor de los modelos de regresión diseñados explica el 70% de la variación de la respiración, mientras que los mejores modelos de regresión tienen un valor explicativo del 98%, es decir, la incertidumbre se reduce desde un 70% a un 98%.

Tabla 5.41.- Número de observaciones y valores máximos y mínimos del coeficiente de determinación (r^2) obtenidos para los diferentes modelos de regresión múltiple diseñados para los tres suelos.

	<i>Robledal</i>	<i>Prado</i>	<i>Cultivo-patata</i>
nº de observaciones	288	312	234
r^2			
valores máximos	0,98	0,92	0,96
valores mínimos	0,77	0,70	0,74

Teniendo en cuenta los estudios publicados por otros autores, se planteó la posibilidad de mejorar los modelos realizando su transformación exponencial. Para ello, se seleccionaron al azar 10 de los modelos diseñados, que se transformaron y se ajustaron con el programa *Statística* para determinar sus coeficientes de determinación. Los valores de r^2 se compararon con los obtenidos en las regresiones realizadas anteriormente, calculando las medias de los r^2 para cada tipo de modelo (exponenciales y lineales) y cada suelo. De los resultados obtenidos se concluyó que, en general, poseían un mayor poder explicativo los modelos lineales y cuadráticos que los exponenciales, (Tabla 5.42). Al llegar a este punto se procede a clasificar a los modelos de regresión lineales y cuadráticos por sus valores de r^2 para los tres suelos, (Tablas 5.43, 5.44 y 5.45). De este modo se puede observar que en la tabla 5.43, se hallan los modelos con mayor valor explicativo ($r^2 = 0,98$) correspondientes al suelo Robledal, los cuales se indican a continuación

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$$

$$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH **$$

En la tabla 5.44, en la que se muestran los modelos correspondientes al suelo Prado, se observa que también son dos los modelos que tienen el valor más alto de $r^2 = 0,92$, es decir, reducen en un 92% la incertidumbre de la respuesta o la variación de la misma; tales modelo son

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$$

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$$

En la tabla 5.45, en la que figuran los modelos del suelo Cultivo-patata, se observa que hay diez modelos que explican el 96% de la variación de la respiración en este suelo ($r^2 = 0,96$), los cuales se especifican a continuación

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$$

$$R = z + a_1H^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$$

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$$

$$\begin{aligned}
R &= z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT \\
R &= z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH^{**} \\
R &= z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT \\
R &= z + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT^{**} \\
R &= z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH \\
R &= z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT \\
R &= z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT^{**}
\end{aligned}$$

Ante estos resultados, es decir, al tener varias ecuaciones con el mismo nivel de explicación para cada uno de los suelos, se planteó la cuestión de elegir, entre ellos, el mejor modelo para lo que se recurrió al uso de criterios estadísticos para la determinación de modelos explicativos y poder establecer el modelo máximo más apropiado para cada uno de los suelos.

5.7.2.1. Determinación del modelo máximo

Para determinar el modelo máximo se atiende a los criterios siguientes:

- La dependencia de la respiración, variable respuesta y de las variables predictorias (temperatura, tiempo y humedad) puede no ser lineal y se plantean situaciones de saturación o bien de punto umbral, por lo que es conveniente que el modelo matemático incluya tanto los términos no lineales como los cuadráticos.
- Los términos de interacción entre las variables explicativas son interesantes por su probable efecto en la respuesta, por lo que se han de tener en cuenta y ser incluidos en el modelo.
- El tamaño del modelo es una cuestión que requiere un estudio reflexivo, ya que:
 - Si el tamaño es grande minimiza la posibilidad de no considerar una variable que tiene un coeficiente de regresión realmente distinto de cero, es decir, el infraajuste o error de tipo II. Además no introduce sesgos en la estimación de los coeficientes, aunque aumenta la probabilidad de la colinealidad o relación entre variables independientes.
 - Si, por el contrario, es pequeño minimiza la probabilidad de sobreajuste o error de tipo I, es decir, de incluir en el modelo una variable independiente cuyo coeficiente de regresión sea realmente cero.

Por otra parte un modelo matemático debe cumplir el principio jerárquico, esto es, cuando un modelo contiene términos de interacción, debe incluir todos los términos de orden inferior, aunque no se pueda rechazar que los coeficientes correspondientes no sean distintos de cero. Por tanto, se han de descartar los tres modelos señalados con (**) en los suelos Robledal y Cultivo-patata por no cumplir este principio.

Teniendo en cuenta todo lo expuesto, se tomó la decisión de que el modelo máximo para los tres suelos utilizados en este estudio, se ajustaría al criterio de sobreajuste, es

decir, incluiría términos lineales, de interacción y cuadráticos de las tres variables explicativas, además de tener el coeficiente de determinación mayor. En consecuencia se determinó que el modelo máximo para los tres suelos sería:

$$R = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$$

A continuación se hace la descripción del modelo máximo para los tres suelos.

5.7.2.2. Modelo máximo para el suelo Robledal

Al sustituir los coeficientes de las variables por los estadísticos obtenidos resulta la expresión siguiente:

$$R = 147,68 - 0,06 D^2 - 0,02 H^2 + 0,47 T^2 - 11,22 D + 1,73 H - 22,42 T + 0,09 DH + 0,90 DT + 0,06 TH$$

La bondad del ajuste (r^2) es 0,98 y el análisis de la varianza de este modelo, de alto valor explicativo, determina que es significativo ($p \leq 0,001$) por lo que rechaza la hipótesis nula de que la variabilidad observada en la respiración sea explicable por el azar y se admite que hay algún tipo de asociación entre la variable dependiente (R) y las variables independientes.

Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero y el coeficiente de mayor significación es a_8 , que corresponde al término DT (término que equivale a la integral térmica), a continuación le siguen a_2 , a_6 , a_4 y a_7 (coeficientes de T^2 , T , D y DH , respectivamente).

Una significación menor correspondería a los coeficientes a_9 , a_1 , a_3 , z y a_5 , es decir, a los de las variables TH , D^2 , H^2 , H y, por último, el término constante. En la figura 5.56 se muestran el histograma que refleja la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados.

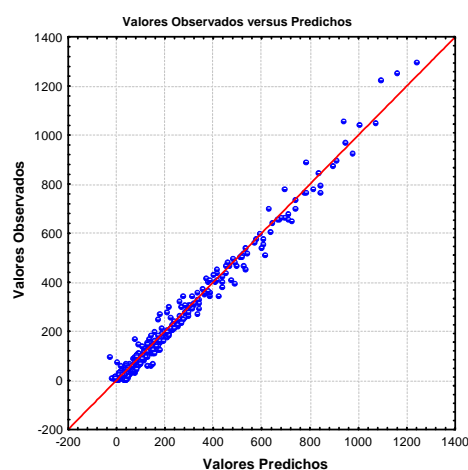
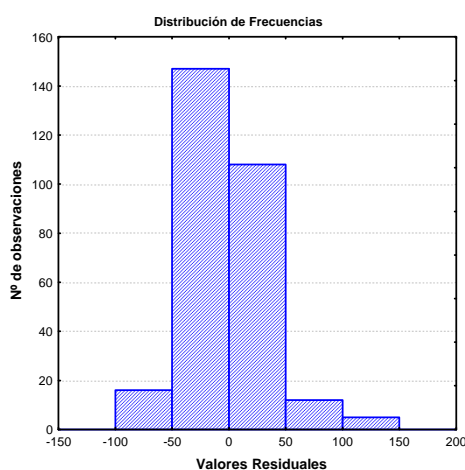


Figura 5.56.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo máximo.

Tabla 5.42.- Resultados obtenidos para los ajustes de los datos experimentales para la emisión acumulada de CO₂ de los tres suelos a los modelos exponenciales y lineales mediante el programa Statística; se indican las medias y los rangos de los coeficientes de correlación múltiple (*r*) para ambos modelos.

	EXPONENCIALES ($y = \ln R$)			LINEALES ($y = R$)		
	Robledal n=288	Prado n=312	C.-Patata n=234	Robledal n=288	Prado n=312	C.-Patata n=234
	<i>r</i>			<i>r</i>		
$y = z + a_1 H^2 + a_2 T^3 + a_3 D + a_4 H + a_5 T + a_6 DH + a_7 DT + a_8 TH$	0,92	0,92	0,63	0,99	0,96	0,98
$y = z + a_1 D^2 + a_2 H^2 + a_3 T^3 + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$	0,91	0,90	0,89	0,99	0,96	0,97
$y = z + a_1 D^2 + a_2 H^2 + a_3 T^3 + a_5 H + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$	0,90	0,90	0,88	0,98	0,94	0,97
$y = z + a_3 H^2 + a_2 T^3 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$	0,92	0,92	0,62	0,99	0,96	0,98
$y = z + a_2 T^3 + a_4 D + a_5 H + a_7 DH + a_8 DT$	0,90	0,92	0,58	0,98	0,93	0,97
$y = z + a_2 T^3 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT$	0,90	0,92	0,57	0,98	0,93	0,97
$y = z + a_1 D^2 + a_3 H^2 + a_2 T^3$	0,83	0,85	0,63	0,88	0,84	0,86
$y = z + a_7 D^2 + a_8 D^3 + a_9 H + a_9 T^3 H$	0,86	0,87	0,85	0,97	0,92	0,96
$y = z + a_4 D + a_7 DH + a_8 DT$	0,81	0,80	0,72	0,98	0,92	0,97
$y = z + a_5 H + a_8 DT$	0,82	0,82	0,13	0,94	0,88	0,94
Valor Medio:	R = 0,88	r = 0,88	r = 0,65	r = 0,97	r = 0,92	r = 0,96
Rangos:	0,92-0,81	0,92-0,80	0,89-0,13	0,99-0,88	0,96-0,84	0,98-0,86

Tabla 5.43.-Suelo Robledal: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	<i>Modelo</i>
0,981	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4T^2 + a_5D + a_6H + a_7T + a_8DH + a_9DT + a_{10}TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,980	$R = z + a_1H^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,978	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,972	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,970	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6D + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT$
0,968	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_7DH + a_8DT$
0,966	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,964	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_4D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,962	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,960	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_7DH + a_8DT$
0,958	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_8DT$
0,956	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_9TH$
0,955	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,953	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_8DT + a_9TH$
0,951	$R = z + a_4D + a_5H + a_8DT$
0,944	$R = z + a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT$
0,943	$R = z + a_2T^2 + a_8DT + a_9TH$

Tabla 5.43.- (Continuación). Suelo Robledal: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	<i>Modelo</i>
0,939	$R = z + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_6T + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,937	$R = z + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,935	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_8DT$ $R = z + a_8DT + a_9TH$
0,933	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$
0,932	$R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$
0,929	$R = z + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT$
0,880	$R = z + a_5H + a_8DT$
0,861	$R = z + a_7DH + a_8DT$
0,845	$R = z + a_1DTH$
0,832	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8TH$
0,830	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH$
0,821	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7HT$
0,819	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T$
0,815	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH + a_9TH$
0,814	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH$
0,806	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8HT$
0,805	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T$
0,771	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2$

Tabla 5.44.-Suelo Prado: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	<i>Modelo</i>
0,918	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4T^2 + a_5D + a_6H + a_7T + a_8DH + a_9DT + a_{10}TH$ $R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$
0,916	$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,914	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,912	$R = z + a_1H^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT$ $R = z + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,910	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,906	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,891	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_8DT + a_9TH$
0,878	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6DH + a_7DT + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6D + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,876	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,870	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,869	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_7DH + a_8DT$
0,867	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_7DH + a_8DT$
0,865	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_8DT$
0,863	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,859	$R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$
0,857	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$ $R = z + a_4D + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,856	$R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT$
0,852	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,845	$R = z + a_2T^2 + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_4D + a_7DH + a_8DT$

Tabla 5.44.-. (Continuación). Suelo Prado: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	<i>Modelo</i>
0,843	$R = z + a_4D + a_5H + a_8DT$
0,841	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_8DT$
0,839	$R = z + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,837	$R = z + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_6T + a_8DT + a_9TH$
	$R = z + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,835	$R = z + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,834	$R = z + a_8DT + a_9TH$
0,816	$R = z + a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$
0,811	$R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$
0,778	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH$
0,774	$R = z + a_5H + a_8DT$
0,773	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7HT$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T$
0,759	$R = z + a_7DH + a_8DT$
0,738	$R = z + a_1DTH$
0,714	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8HT$
	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T$
0,702	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2$

Tabla 5.45.-.Suelo Cultivo-patata: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	Modelo
0,962	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4T^2 + a_5D + a_6H + a_7T + a_8DH + a_9DT + a_{10}TH$
	$R = z + a_1H^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,958	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$
0,955	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_8DT$
0,950	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6DH + a_7DT + a_8TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6D + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,949	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,947	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_7DH + a_8DT$
0,945	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT$
	$R = z + a_4D + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_4D + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_4D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = a_4D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
	$R = z + a_4D + a_7DH + a_8DT$
0,943	$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_8DT$
0,941	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_9TH$
	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DT$
	$R = z + a_4D + a_5H + a_8DT$

Tabla 5.45.- (Continuación) Suelo Cultivo-patata: relación de los modelos matemáticos a los que se han ajustado los datos experimentales obtenidos para este suelo, clasificados por sus niveles de explicación (r^2).

r^2	<i>Modelo</i>
0,939	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_5H + a_7DH + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT + a_9TH$
0,937	$R = z + a_4D + a_6T + a_8DT$ $R = a_4D + a_6T + a_8DT$
0,934	$R = z + a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$
0,933	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_7DH + a_8DT$
0,931	$R = z + a_2T^2 + a_6T + a_8DT + a_9TH$
0,929	$R = z + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_6T + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ $R = z + a_5H + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,927	$R = z + a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$
0,925	$R = z + a_7DT + a_8DH + a_9TH$
0,924	$R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT + a_9TH$ $R = z + a_2T^2 + a_7DH + a_8DT$
0,922	$R = z + a_2T^2 + a_5H + a_8DT$
0,920	$R = z + a_2T^2 + a_8DT + a_9TH$
0,918	$R = a_1T^2 + a_2H + a_3TH + a_4DH + a_5DT$
0,925	$R = z + a_6T + a_8DT + a_9TH$
0,914	$R = z + a_5H + a_6T + a_8DT$ $R = z + a_8DT + a_9TH$
0,908	$R = z + a_7DH + a_8DT$
0,884	$R = z + a_5H + a_8DT$
0,874	$R = z + a_1DTH$
0,769	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8TH$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH$
0,766	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7HT$ $R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T$
0,753	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH + a_9TH$
0,752	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8DH$
0,748	$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_8HT$ $R = z + a_4D + a_5H + a_6T$
0,736	$R = z + a_1D^2 + a_3H^2 + a_2T^2$

En el histograma de residuales se puede observar que el 87% de los residuales tienen una diferencia máxima en relación a los datos observados de ± 50 mg de CO_2 100 g^{-1} , así como que las máximas diferencias residuales por exceso y por defecto son -100 y 150 mg de CO_2 100 g^{-1} y que predomina la predicción por exceso.

En el gráfico de distribución de los valores predichos frente a los observados se manifiesta un nivel de dispersión bajo.

5.7.2.3. Modelo máximo para el suelo Prado

La ecuación obtenida para este suelo es la siguiente:

$$R = 459,13 - 0,15 D^2 + 0,01 H^2 + 1,16 T^2 - 7,82 D - 1,39 H - 50,94 T + 0,08 DH + 1,03 DT + 0,05 TH$$

La bondad del ajuste (r^2) es 0,92, por lo que el valor explicativo del modelo es alto y el análisis de la varianza descarta el azar teniendo un nivel de significación $p \leq 0,001$. Son distintos de cero los coeficientes de regresión de los estadísticos z , a_1 , a_2 , a_4 , a_6 , a_7 y a_8 , mientras que los correspondientes a a_3 , a_5 y a_9 no rechazan la hipótesis nula. El coeficiente de la variable de interacción **DT** o integral térmica (a_8) es, con diferencia, el más significativo, y en orden de mayor a menor significación se pueden clasificar al resto de los coeficientes de la manera siguiente: a_2 , a_6 , z , a_7 , a_1 , a_4 , a_9 , a_3 y a_5 , relacionados con las variables explicativas T^2 , T , término independiente DH , D^2 , D , TH , H^2 y H .

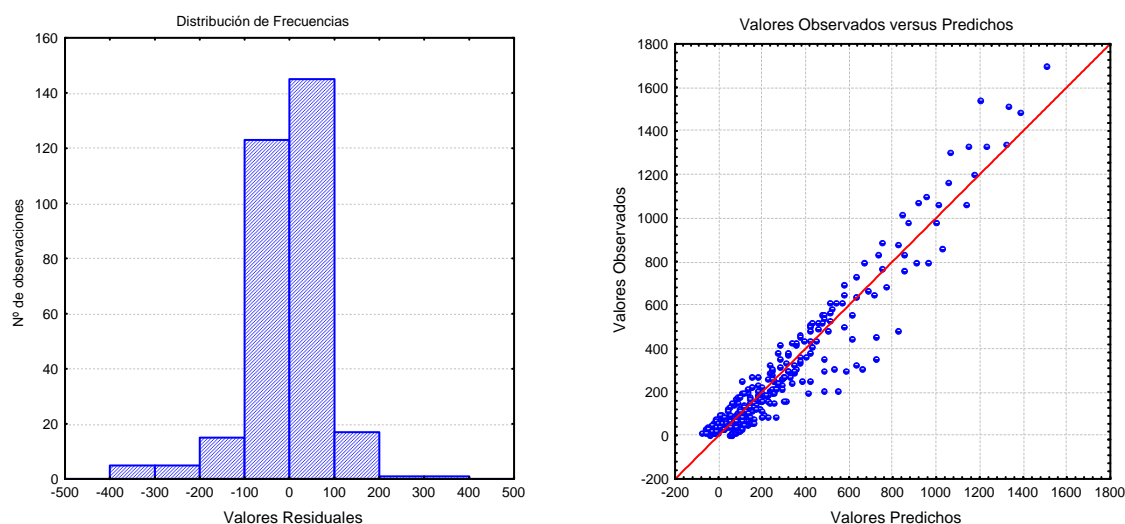


Figura 5.57.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo máximo.

En el histograma que refleja la frecuencia de distribución de los valores de los residuales de la figura 5.57 se puede observar que las máximas diferencias con los valores observados son ± 400 mg de CO_2 100 g^{-1} , aunque la mayoría de los residuales (85%) están comprendidos entre -100 y 100 mg de CO_2 100 g^{-1} . En este suelo la predicción dominante

del modelo máximo es por defecto. En el gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados se observa que las mayores dispersiones se producen entre los valores predichos de 400 a 800 mg de CO₂ 100 g⁻¹ que se corresponden con los valores observados de 200 a 600 mg de CO₂ 100 g⁻¹.

5.7.2.4. Modelo máximo para el suelo Cultivo-patata

Para este suelo, la ecuación resultante ha sido

$$R = 128,65 + 0,01 D^2 - 0,01 H^2 + 0,27 T^2 - 8,47 D + 0,32 H - 14,22 T + 0,04 DH + 0,51 DT + 0,03TH$$

La bondad del ajuste (r^2) es 0,96 y el modelo tiene un nivel de significación elevado ($p \leq 0,001$). Para los estadísticos a_2 , a_4 , a_6 , a_7 , a_8 y a_9 el coeficiente de regresión es realmente distinto de cero y para z , a_1 , a_3 y a_5 dicho coeficiente puede ser realmente cero; el grado de significación más alto se da en el estadístico a_8 correspondiente a la variable explicativa **DT** (término de interacción tiempo-temperatura, esto es, integral térmica) al que le siguen, en orden descendente, a_2 , a_4 , a_6 , a_7 , a_9 , z , a_1 , a_3 y a_5 , coeficientes de las variables predictivas T^2 , D , T , DH , TH , término constante, D^2 , H^2 y H .

En la figura 5.58 se muestran el histograma que refleja la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados. En el histograma se observa que los valores de los residuales están comprendidos entre -120 y 100, aunque el 90% de los mismos tienen valores que oscilan entre ± 40 mg de CO₂ 100 g⁻¹ y que el número de residuales positivos es ligeramente mayor que el de negativos, es decir, que el modelo tiende a predecir por defecto. En el gráfico de valores observados frente a los predichos se manifiesta que la mayor dispersión se produce entre los valores 100 y 400 de predichos o los de sus correspondientes observados, esto es, de 100 a 300.

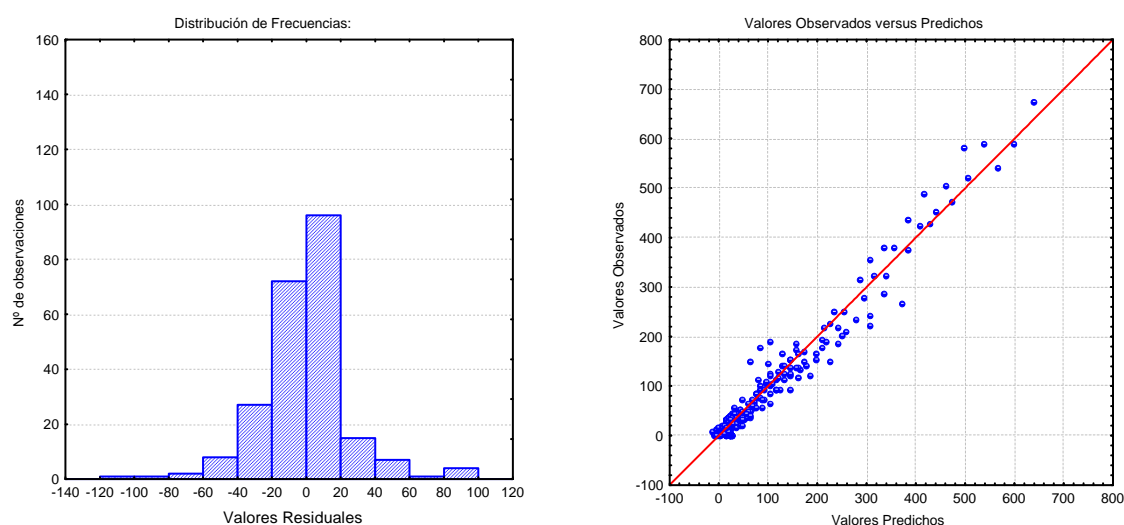


Figura 5.58.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo máximo.

5.7.2.5. Resumen del modelo máximo para los tres suelos

La información que aporta el modelo máximo para cada suelo es:

☞ Los valores del término independiente son 459,12 para el suelo Prado, 147,68 para Robledal y 128,45 mg 100 g⁻¹, por lo que el 29%, el 11% y el 19% de las cantidades máximas respectivas de CO₂ emitido, no se explican mediante este modelo por las variables predictivas. La estimación más precisa es la del suelo de Robledal, siendo el error estándar igual a 33,3 y para los otros dos suelos el error es superior (84,8 y 86,3 para Prado y Cultivo-patata, respectivamente); además para el suelo Cultivo-patata este término independiente no es significativamente distinto de cero.

☞ Para los tres suelos el término más significativo es el de interacción entre las variables temperatura y el tiempo (**DT**), esto es, la integral térmica que, como se puede observar en las expresiones de cada suelo, es positivo en los tres y en el suelo Prado tiene el coeficiente más alto (1,03), mientras que en el suelo Robledal es 0,90 y en Cultivo-patata es 0,51; su precisión es buena ya que los errores estándar son inferiores a 0,05. Le sigue en significación el de la variable temperatura al cuadrado (**T²**), también siempre positivo en los tres suelos y con el coeficiente más alto en Prado y menor en Cultivo-patata. Para este término las estimaciones son también bastante precisas ya que los errores estándar son pequeños, siendo el mayor el del suelo Prado (0,08).

☞ El coeficiente de la variable lineal de la humedad (**H**) es el menos significativo en los tres suelos, aunque en Cultivo-patata es menos significativo el término independiente. Este término **H** en los suelos Robledal y Cultivo-patata es positivo y en Prado es negativo, siendo los valores de sus coeficientes bastante precisos, ya que sus errores estándar son bajos. Pero, en los suelos Prado y Cultivo-patata no rechaza la hipótesis nula, como tampoco la rechaza el término de la variable humedad al cuadrado (**H²**), la cual es también poco significativa en los tres suelos.

☞ La humedad es significativa cuando se considera su interacción con el tiempo, esto es, el término **DH**, el cual ocupa el quinto lugar en significación. Este término es positivo para los tres suelos y su error estándar es bajo. En los tres suelos le sigue en significación el término de la variable de interacción entre la temperatura y la humedad (**TH**), que también es positivo en los tres suelos y sus coeficientes son menores que los de **DH**, no obstante en el suelo Prado no rechaza la hipótesis nula.

Teniendo en cuenta todos los datos anteriormente reseñados se llega a la conclusión de que el grado de dependencia de la respiración, en relación a las variables explicativas del modelo máximo, no es el mismo para los tres suelos estudiados, ni una misma variable es igual de significativa para cada suelo, lo cual se puede observar en el resumen de los estadísticos obtenidos para dicho modelo en los ajustes realizados para cada uno de ellos (Tabla 5.46).

En la tabla 5.46 se pone de manifiesto que, para los tres suelos, las variables explicativas DT , T^2 y T son las de mayor significación y H y H^2 las de menor, de lo que se podría inferir que la influencia de la temperatura y el tiempo es mayor que la de la humedad. En el caso de los suelos Robledal y Prado se observa que el término z es significativo, siéndolo más en el suelo de prado, por lo que la respiración depende de otras variables explicativas no incluidas en el modelo máximo. Sin embargo, para el suelo de Cultivo-patata, z es menos significativo que para los otros dos suelos y puede ser, incluso, cero al no rechazar la hipótesis nula. En consecuencia, la respiración observada se podría explicar, en gran manera, por las variables del modelo.

Tabla 5.46.- Relación de estadísticos obtenidos para los ajustes de los datos experimentales de respiración al modelo máximo para los tres suelos.

	Robledal			Prado			Cultivo-patata		
	Coef.	Sign.	H.n.	Coef.	Sign.	H.n.	Coef.	Sign.	H.n.
z	147,68	4,44	+	459,13	5,42	+	128,65	1,49	-
Variable									
DT	0,90	48,48	+	1,03	22,50	+	0,51	33,94	+
T^2	0,47	14,32	+	1,16	14,11	+	0,27	9,97	+
T	-22,42	-13,16	+	50,94	-11,85	+	-14,22	-8,42	+
D	-11,22	-12,79	+	-7,82	-3,47	+	-8,47	-8,90	+
DH	0,09	12,71	+	0,08	4,40	+	0,04	4,79	+
TH	0,06	5,79	+	0,05	1,79	-	0,03	2,14	+
D^2	-0,06	-4,60	+	-0,15	-4,06	+	0,01	0,90	-
H^2	-0,02	-4,79	+	0,01	0,76	-	-0,01	-0,53	-
H	1,73	2,44	+	-1,39	-0,76	-	0,32	0,16	-

Coef. coeficiente de la variable; Sign. significación ; H.n. rechazo de hipótesis cero.

5.7.2.6. Estudio de la colinealidad entre las variables del modelo máximo

La colinealidad, es decir, el que exista combinación lineal entre dos variables, es uno de los problemas que se pueden plantear con el método de sobreajuste. Para estudiar las posibles relaciones lineales entre pares de variables, se utiliza la matriz de correlaciones que está formada por todos los coeficientes de correlación lineal de Pearson para cada par de variables. Los valores que pueden tomar los coeficientes están comprendidos entre -1 y +1 y la asociación lineal entre el par de variables será tanto mejor cuanto más extremo sea el coeficiente, de modo que si es cercano a cero no existe asociación, si el signo del coeficiente es positivo indica que la asociación es directa (cuando una variable crece la otra también) y si es negativo la asociación es inversa (cuando una crece, la otra decrece).

La colinealidad exacta, coeficiente 1, raras veces ocurre, pero sí es frecuente la casi-colinealidad (coeficientes cercanos a 1), es decir, una variable es “casi” combinación lineal de otra u otras. La correlación entre variables independientes no es buena y, en el caso de darse, alguna de las dos variables debe de salir del modelo. Además, en presencia

de colinealidad los errores estándar de los coeficientes son grandes, por lo que existe imprecisión estadística.

En línea con todo lo expuesto, hay que tener en cuenta que las variables producto introducidas para estudiar las interacciones pueden originar problemas de colinealidad, por lo que no es recomendable que un modelo contenga muchos términos de interacción.

Las matrices de correlaciones del modelo máximo en estudio, para los tres suelos utilizados en este trabajo, proporcionan los coeficientes de Pearson para los distintos pares de variables y los valores distintos de cero se reflejan en la tabla 5.47.

Como se puede observar (Tabla 5.47) el término independiente z es colineal con todas las variables explicativas del modelo máximo en todos los suelos, aunque con matizaciones de grado; así, manifiesta una asociación directa importante con las variables H^2 y T^2 e inversa con H y T . De igual modo, y como cabe esperar, hay una fuerte asociación entre las formas cuadrática y lineal de una misma variable (T^2-T ; H^2-H ; D^2-D) que, en este caso, es inversa para todos los suelos. Las asociaciones resultantes entre las variables de interacción con una de las variables lineales incluida en el término son muy diversas, ya que no tienen el mismo grado en los tres suelos ni con las distintas variables lineales. Así, por ejemplo: la correlación entre el par ($T-TH$) es importante en los suelos Robledal y Cultivo-patata pero no existe en el de prado; la correlación entre el par $T-DT$ es de valor distinto al par $D-DT$.

Tabla 5.47.- Coeficientes de Pearson para aquellos pares de variables para los que éste no es cero, para el modelo máximo en los suelos Robledal, Prado y Cultivo-patata.

Pares de Variables	Robledal	Prado	Cultivo-patata
$z - D^2$	0,095	0,093	0,030
$z - H^2$	0,603	0,622	0,927
$z - T^2$	0,426	0,422	0,136
$z - D$	-0,318	-0,277	-0,133
$z - H$	-0,795	-0,810	-0,972
$z - T$	-0,659	-0,655	-0,309
$z - DH$	0,250	0,219	0,123
$z - DT$	0,207	0,176	0,057
$z - TH$	0,515	0,524	0,294
$D^2 - D$	-0,639	-0,667	-0,520
$H^2 - H$	-0,917	-0,920	-0,984
$T^2 - T$	-0,865	-0,864	-0,723
$D - H$	0,095	0,081	0,049
$D - T$	0,086	0,070	0,046
$D - DH$	-0,576	-0,565	-0,766
$D - DT$	-0,476	-0,454	-0,354
$H - T$	0,152	0,157	0,103
$H - DH$	-0,166	-0,143	-0,064
$H - TH$	-0,340	-0,341	-0,154
$T - DT$	-0,180	...	-0,129
$T - TH$	-0,448	...	-0,668

En definitiva, existen correlaciones importantes entre las variables incluidas en el modelo máximo, por lo que se impone el buscar un mejor ajuste del modelo explicativo del proceso respiratorio para los tres suelos estudiados. Para ello se ha de tener en cuenta que el análisis de regresión tiene dos objetivos distintos, uno es el análisis predictivo y el otro el análisis estimativo, por tanto un mismo modelo significa cosas distintas para cada tipo de análisis que se realice. En ambos casos se prefiere el modelo más sencillo y siempre se ha de tener presente que informan de la existencia de relaciones, pero no del mecanismo causal. Por otra parte el mejor modelo de un análisis predictivo es el que da predicciones más fiables para una nueva observación y en el caso de un análisis estimativo, el más usado en investigación, el modelo mejor es el que produce estimaciones más precisas para los coeficientes de las variables de interés, por lo que se plantean dos alternativas de trabajo que son la de buscar el mejor modelo predictivo y el mejor modelo estimativo.

5.7.3. El mejor modelo predictivo

5.7.3.1. Condiciones del modelo.

Considerando que el mejor modelo es el más sencillo que proporcione la predicción más fiable, se toma como punto de partida al modelo máximo y se adoptan las siguientes estrategias: 1) Seleccionar el modelo por “parsimonia”, es decir, se prefiere el modelo más sencillo posible. 2) Cumplir el principio jerárquico. 3) Mantener aquellas variables que, aunque puedan tener un coeficiente de regresión igual a cero, induzcan cambios en las estimaciones (coeficientes o error estándar) de las otras variables superiores al 10%, en este caso se identificarán como variables confusoras. 4) La construcción de los modelos para ser comparados se realizará por “eliminación hacia atrás” (*backward*). Para ello, se ajusta el modelo máximo y se calcula la F parcial para cada variable como si fuera la última introducida. Esta prueba es equivalente a la “t” de esa variable, por lo que se elige la menor de ellas y se contrasta con el nivel de significación elegido. Si es mayor o igual que el valor crítico se adopta este modelo como resultado del análisis y si es menor, se elimina esa variable y se vuelve a repetir todo el proceso hasta que no se pueda eliminar ninguna.

En consecuencia, y con el fin de hallar un modelo matemático más ajustado, se estudian los estadísticos del modelo máximo para lo cual se ha de tener presente su ecuación:

$$R = z + a_1D^2 + a_2T^2 + a_3H^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH$$

5.7.3.2. Suelo Robledal

En el modelo máximo la variable menos significativa es **H** (F parcial = 2,4413), pero no se puede eliminar por principio jerárquico, en este caso se elige la variable

siguiente en significación que resulta ser H^2 (F parcial = -4,4783), por lo que se elimina H^2 del modelo máximo, obteniendo la siguiente expresión

$$R = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 D + a_4 H + a_5 T + a_6 DH + a_7 DT + a_8 TH \quad (1)$$

Análisis de los resultados que se obtienen:

- El grado de predicción del modelo, esto es, r^2 es igual a 0,98 (no se pierde explicación).
- Estadísticos:
 - **z**: aumenta su coeficiente (de 147,68 a 237,68), pero disminuye su error estándar de 33,300 a 27,445, por lo que mejora su precisión estadística (no se puede obviar que Z- H^2 tenía un coeficiente de Pearson de 0,603) y, además, aumenta su significación estadística.
 - **H**: el cambio de su coeficiente, en valor absoluto, es del 5,22%, inferior al 10%, aunque su signo pasa de positivo a negativo (variación de 1,73 a -1,18). Si tenemos en cuenta que el coeficiente de Pearson del par (H^2 - H) es de -0,917 se entiende el cambio de signo, así como la idoneidad de la eliminación de H^2 , que también se refleja en la disminución del 3,39% del error estándar de **H** y, al igual que **z**, aumenta su significación.
 - Las demás estimaciones no sufren cambio.

Por tanto se admite el nuevo modelo (1) ya que H^2 no es variable confusora, se evitan problemas de colinealidad mejorando la precisión estadística y tiene una variable menos que el modelo máximo, es decir, es más simple. Si se sustituyen los coeficientes por sus valores se obtiene la siguiente expresión matemática

$$R = 237,68 - 0,06 D^2 + 0,47 T^2 - 11,22 D - 1,18 H - 22,42 T + 0,09 DH + 0,90 DT + 0,06 TH$$

El análisis de la varianza del modelo (1) indica que el modelo es significativo siendo su nivel $p \leq 0,001$.

El histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores frente a los valores observados son semejante a los del modelo máximo, por lo que se considera redundante su inclusión (Figura 5.56).

Para seguir con la búsqueda se reinicia el proceso a partir del modelo anterior. La variable **H** vuelve a ser la de menor significación (F parcial = -4,023), pero el principio jerárquico no permite que sea eliminada; por tanto, saldrá del modelo la siguiente con menor grado de significación que pueda ser eliminada, le corresponde a la variable explicativa D^2 cuya F parcial es de -4,453. El nuevo modelo que se obtiene es

$$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT + a_9TH \quad (2)$$

Del análisis realizado se llega a que la variable D^2 puede ser una variable confusora para la variable D , ya que las variaciones de sus estadísticos son superiores al 10% y en consecuencia debería permanecer en el modelo. Pero, teniendo en cuenta que no hay pérdida de bondad, que su eliminación no afecta a las demás variables, que aumenta la precisión estadística, así como el grado de significación de D y que el coeficiente de Pearson de D^2 - D es superior a 0,5, por parsimonia se ve conveniente eliminarla del modelo.

De este modo, una vez sustituidos los coeficientes, la expresión matemática sería:

$$R = 252,28 + 0,47T^2 - 13,80D - 1,18 H - 22,42T + 0,09DH + 0,90DT + 0,06TH$$

El análisis de la varianza indica que el modelo es significativo ($p \leq 0,001$).

A partir del modelo (2) se continúa la parsimonia eliminándose la variable predictiva TH (F parcial = 5,420). Al suprimirla el modelo sería

$$R = z + a_2T^2 + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DH + a_8DT \quad (3)$$

Si bien la pérdida de bondad del nuevo modelo se reduce a tres milésimas, favorece las estimaciones de z y las variables T y H mejoran, la primera en la precisión y la segunda en el signo, no así en los demás estadísticos. La eliminación de la variable explicativa TH implica, por un lado, modificaciones en los estadísticos de las variables afectadas muy superiores al 10% y, por otro lado, que la variable H no sea significativamente distinta de cero. Como los coeficientes de Pearson para los pares H - TH y T - TH son -0,340 y 0,448 respectivamente, y por lo tanto inferiores a 0,71, no se acepta su eliminación, por considerarse variable confusora. En consecuencia, el mejor modelo predictivo sería el (2).

En la figura 5.59 se puede observar que el histograma de los residuales presenta un pequeño aumento de la cola izquierda hacia valores más negativos de los residuales aunque la frecuencia de distribución es baja, en relación con el histograma del modelo máximo (Figura 5.56).

Asimismo, el 80% de los residuales tienen una diferencia máxima en relación a los datos observados de ± 50 mg de CO_2 100 g^{-1} y también predomina la predicción por exceso. En el gráfico de distribución de los valores predichos frente a los observados se puede ver que existe un pequeño aumento de la dispersión entre los valores predichos de 200 a 600 mg de CO_2 100 g^{-1} en relación con el modelo máximo (Figura 5.56).

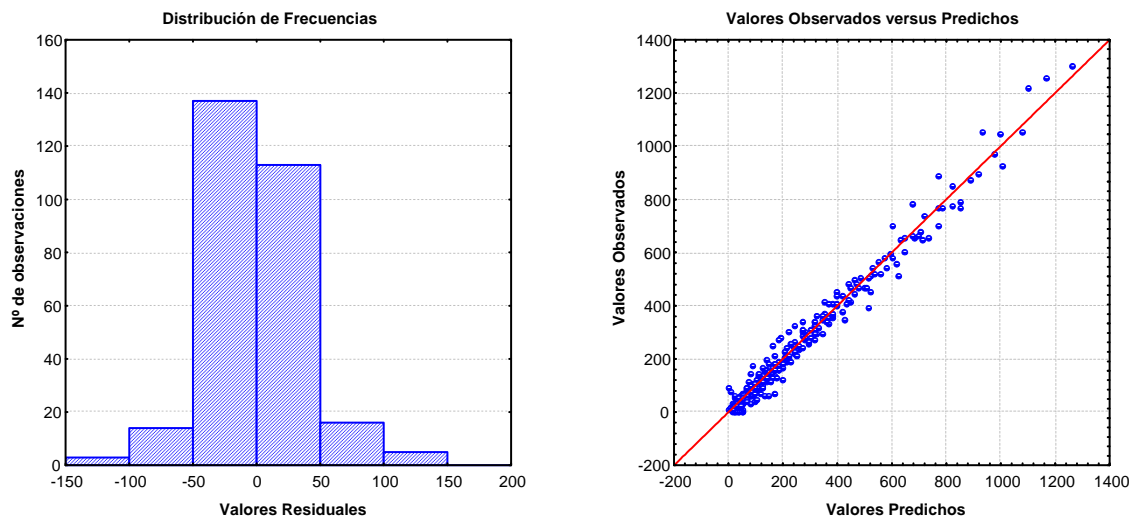


Figura 5.59.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo predictivo (2).

5.7.3.3. Suelo Prado

Tal como se había indicado el grado de predicción del modelo máximo (r^2) es igual a 0,92. En base al criterio de parsimonia se aplica el método de eliminación hacia atrás (*backward*) y se suprime H^2 (F parcial = -0,7603) del modelo máximo, por las mismas razones que en el suelo Robledal obteniendo la misma expresión para este suelo

$$R = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 D + a_4 H + a_5 T + a_6 DH + a_7 DT + a_8 TH \quad (1)$$

El análisis de los datos obtenidos indican que el nivel de explicación no varía ($r^2 = 0,92$) y que se puede aceptar la eliminación de H^2 ya que se evitan problemas de colinealidad, se mejora la precisión estadística y da lugar a un nuevo modelo (1) más sencillo, puesto que tiene una variable menos que el modelo máximo, y del mismo grado de bondad. En consecuencia, el histograma de los residuales es semejante al del modelo máximo al igual que la gráfica de la distribución de los valores observados frente a los predichos, por lo que no se reproduce su representación.

A partir del nuevo modelo (1) se reinicia el proceso. Al igual que en el caso anterior la variable H no se puede eliminar por principio jerárquico, y sale del modelo TH cuya F parcial es 1,7865, por lo que el nuevo modelo es:

$$R = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 D + a_4 H + a_5 T + a_6 DH + a_7 DT \quad (2)$$

Del estudio de los estadísticos se concluye que el nivel de explicación es el mismo que el modelo máximo (92%), pero la variable de interacción explicativa TH si bien no es confusora para la variable lineal T , sí lo es para la variable lineal H ; en consecuencia, se opta por no aceptar su eliminación y se desestima el modelo (2).

Se vuelve a reiniciar el proceso a partir del modelo (1) seleccionando a la variable cuadrática D^2 que sí puede eliminarse del modelo por principio jerárquico. De este modo el nuevo modelo será

$$R = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH \quad (3)$$

Del análisis de las estimaciones se concluye que disminuye ligeramente la bondad del modelo, siendo su grado de explicación del 91% y, dado que la única variable implicada en los cambios, es la variable lineal D (la cual se ve beneficiada en el nuevo modelo), que el incremento del valor del término independiente es del 7%, que la variable D^2 tiene una significación baja y que el modelo se simplifica, se acepta la eliminación de esta última, es decir, se valida el modelo (3).

Se inicia una nueva simplificación y por principio jerárquico se elimina TH , dando lugar a un cuarto modelo, pero al analizar las estimaciones correspondientes al nuevo modelo, se observa que la variable lineal H se ve muy afectada, por lo que no se puede eliminar la variable de interacción TH . Una vez más, en busca de un modelo sencillo se plantea una nueva parsimonia, eligiendo a la siguiente variable con menor significación en el modelo, que resulta ser DH , de esta forma se obtendría el quinto modelo, cuarto a partir del máximo, cuya expresión es

$$R = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_8 DT + a_9 TH \quad (4)$$

Pero, la magnitud del cambio experimentado en los coeficientes de las variables D y H , es muy elevado, superior al 40% en el caso de D y al 80% en el caso de H , por lo que la variable DH es confusora para ambas variables lineales y en consecuencia no se puede eliminar y se rechaza el modelo (4).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos se llega a la conclusión de que el mejor modelo predictivo para el suelo Prado es el (3), siendo la ecuación

$$R = 451,09 + 1,16 T^2 - 13,94 D - 0,11 H - 50,94 T + 0,08 DH + 1,03 DT + 0,05 TH$$

El análisis de la varianza indica que es un modelo significativo ($p \leq 0,001$). En el histograma de los residuales de la figura 5.60 se observa que aumenta la cola de la izquierda y disminuye la de la derecha, pero en ambos casos son muy escasos los casos afectados.

Debido a ello los valores de los residuales oscilan entre -500 y 300 en lugar de -400 y 400 del modelo máximo. Además, predomina la predicción por defecto como en el modelo máximo y aumenta un 1% la frecuencia de los residuales comprendidos entre ± 100 mg CO₂ 100 g⁻¹, en relación al modelo máximo. En el gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados de la misma figura 5.60 se puede observar que las mayores dispersiones se producen entre los valores predichos de 400 a 800 mg de CO₂ 100 g⁻¹ al igual que en el modelo máximo.

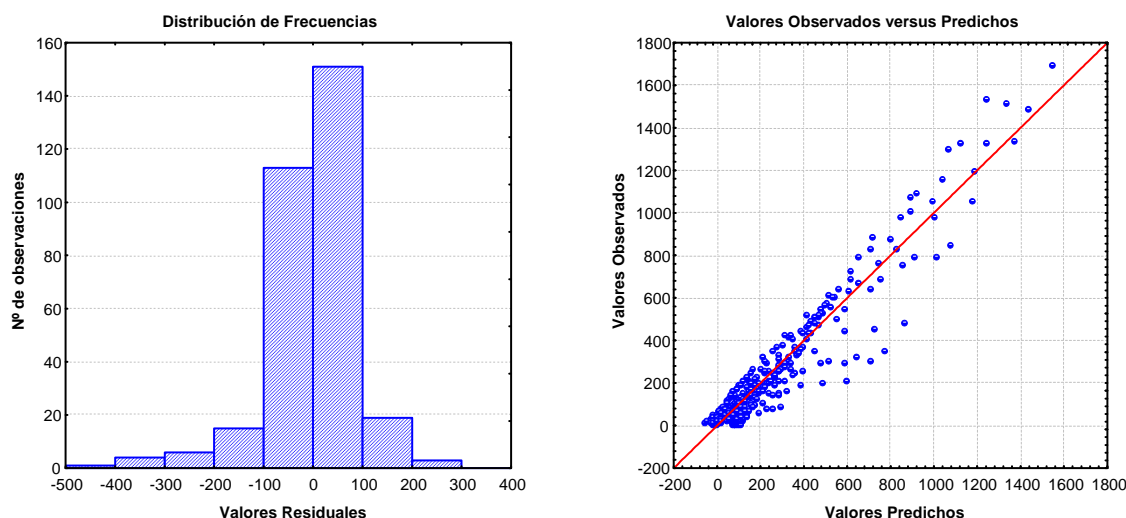


Figura 5.60.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo predictivo (3).

Este modelo predictivo es igual al modelo (2) obtenido para el suelo Robledal como el mejor modelo predictivo, el cual tenía una bondad de $r^2 = 0,98$, mientras que para el suelo Prado la bondad es $r^2 = 0,91$.

5.7.3.4. Suelo Cultivo-patata

Al igual que en los suelos Robledal y Prado la variable menos significativa es H (F parcial = 0,1590) pero no se puede eliminar por principio jerárquico. Por ello, en este caso se elige la variable siguiente con menor significación que resulta ser, al igual que en los suelos anteriores, H^2 (F parcial = -0,5306). Después de analizar los resultados estadísticos obtenidos se puede aceptar su eliminación, ya que se obtiene un modelo con el mismo grado de bondad que el máximo ($r^2 = 0,96$), se evitan problemas de colinealidad con la variable H (coeficiente de Pearson -0,984), mejora la precisión estadística y da lugar a un nuevo modelo más sencillo.

Como determina el método parsimonia, a partir del nuevo modelo se reinicia el proceso (*backward*). En este caso, la variable menos significativa es D^2 , (F parcial = 0,9047) que, además, no es significativamente distinta de cero en el modelo; por tanto, saldrá del mismo y el nuevo modelo es

$$R = z + a_2T^2 + a_3D + a_4H + a_5T + a_6DH + a_7DT + a_8TH \quad (2)$$

Por los resultados obtenidos se acepta la eliminación de D^2 , puesto que no es variable confusora, no supone pérdida de explicación del proceso, se mejora la precisión estadística y se simplifica el modelo propuesto.

Se procede a una nueva eliminación hacia atrás. En este nuevo ciclo, la variable de menor significación en el modelo es la lineal **H**, que por principio jerárquico no puede ser eliminada, se opta por la siguiente de menor grado de significación, que resulta ser la de interacción **TH**, pero el análisis de los resultados estadísticos determina que es variable confusora para **H** y no procede su eliminación.

Continuando con el método de parsimonia se mantiene la variable explicativa **TH** y se elimina la siguiente de significación menor en el modelo (2), siendo la variable de interacción **DH**. Al eliminar **DH**, se ven afectados los parámetros estadísticos del término independiente **z** y de las variables explicativas, **H** y **D**.

Los coeficientes de Pearson entre la variable de interacción y las dos lineales son muy diferentes. Así para el par H-DH es -0,064 y para el par D-DH es -0,766, por lo que se pone de manifiesto que existe colinealidad entre las variables explicativas **D** y **DH**. Si se tiene en cuenta sólo este hecho, se justificaría la eliminación del modelo de la variable de interacción **DH**, pero resulta ser confusora para la variable **H** y no debe ser eliminada.

Después del análisis realizado se concluye que el mejor modelo predictivo para el suelo Cultivo-patata es el modelo (2), cuya expresión matemática es

$$R = 168,75 + 0,27 T^2 - 8,03 D - 0,73 H - 14,22 T + 0,04 DH + 0,51 DT + 0,03 TH$$

La bondad de este modelo es $r^2 = 0,96$, por lo que no se ve afectada en relación con el modelo máximo.

El análisis de la varianza del modelo (2) indica que es un modelo significativo ($p \leq 0,001$).

Como se puede observar el histograma de los residuales (Figura 5.61) es muy semejante al del modelo máximo (Figura 5.56), sólo aumentan ligerísimamente los residuales negativos, pero sigue predominando, aunque de forma muy somera, la predicción por defecto.

El gráfico de distribución de valores observados frente a los valores predichos es prácticamente igual al del modelo máximo, esto es, máxima dispersión en los valores predichos de 100 a 400 y mínima de 0 a 100 mg de CO₂ 100 gr⁻¹.

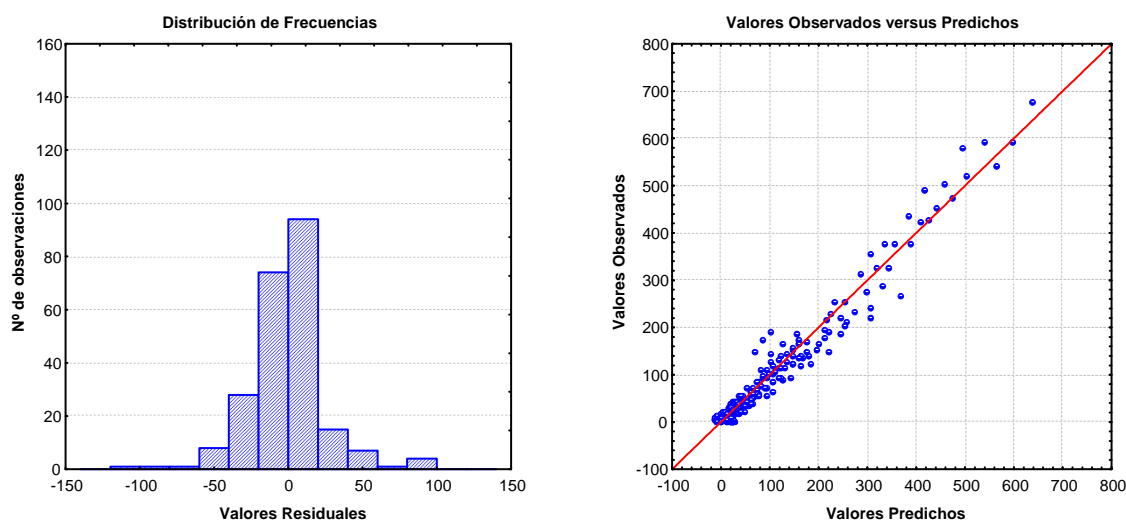


Figura 5.61.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo predictivo (2).

5.7.3.5. Resumen

El modelo obtenido para Cultivo-patata es el mismo que el determinado para los suelos Robledal y Prado, aunque la bondad del modelo es distinta para cada suelo. Así para Robledal es $r^2 = 0,98$, para Prado es $r^2 = 0,91$ y para Cultivo-patata es $r^2 = 0,96$.

Las expresiones matemáticas correspondientes a los tres suelos son:

$$R = 252,28 + 0,47 T^2 - 13,80 D - 1,18 H - 22,42T + 0,09 DH + 0,90.DT + 0,06 TH$$

(Robledal)

$$R = 451,09 + 1,16 T^2 - 13,94 D - 0,11 H - 50,94 T + 0,08 DH + 1,03 DT + 0,05 TH$$

(Prado)

$$R = 168,75 + 0,27 T^2 - 8,03 D - 0,73 H - 14,22 T + 0,04 DH + 0,51 DT + 0,03 TH$$

(Cultivo-patata)

Es cierto que los tres modelos pueden ser los más simples de mejor predicción, pero no lo son desde el punto de vista estimativo, no sólo porque el valor matemático del término independiente (z) es elevado, como se puede apreciar en las expresiones matemáticas anteriores, y porque los coeficientes relacionados con las variables explicativas lineales tienen signos negativos, siendo en los casos concretos de D y T valores altos, para los tres suelos, sino que además los errores estándar para los términos indicados son altos. Así, los errores estándar de z son 28,15 en Robledal, 67,53 en Prado y 32,15 en Cultivo-patata; los de la variable D son 0,72 para Robledal, 1,72 para Prado y 0,81 para Cultivo-patata; en el caso de la variable H son 0,30 para Robledal, 0,73 y 0,36

para Prado y Cultivo-patata respectivamente, y para la variable T los errores estándar son 1,81, 4,40 y 1,68 de forma respectiva para Robledal, Prado y Cultivo-patata. Por tanto, este modelo no se considera que sea un buen ajuste, teniendo en cuenta los conocimientos previos, para el proceso experimental llevado a cabo.

Es por ello que se va a intentar encontrar una expresión matemática con una buena bondad para cada uno de los suelos (aunque sea inferior a la predictiva) y con coeficientes más precisos para las variables de interés utilizadas en el proceso experimental.

5.7.4. El mejor modelo estimativo

5.7.4.1. Condiciones del modelo

Al igual que en el caso anterior se parte del modelo máximo y, por *parsimonia*, se busca el que proporcione las estimaciones más precisas para las variables de interés. Para ello, se adoptan las estrategias siguientes: 1) El método de construcción de los modelos fue mediante eliminación hacia atrás. 2) Se podrán excluir del modelo aquellas variables que tengan un coeficiente significativamente distinto de cero y cuya contribución a la predicción de la variable dependiente sea importante, siempre que no sea variable de confusión para las variables de interés, es decir, que los coeficientes de estas variables no cambien. 3) La estructura del modelo tendrá que cumplir el principio jerárquico.

5.7.4.2. Suelo Robledal

Se parte del modelo (2) cuya ecuación es

$$R = 252,28 + 0,47 T^2 - 13,80 D - 1,18 H - 22,42 T + 0,09 DH + 0,90 DT + 0,06 TH$$

Con el fin de mejorar, estimativamente, el modelo y puesto que el término de interacción (TH) es variable confusora, se suprime el término cuadrático (T^2), variable significativamente distinta de cero y con una contribución importante a la predicción de la variable dependiente R , obteniéndose la siguiente expresión

$$R = z + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DT + a_8 DH + a_9 TH \quad (4)$$

Si se sustituyen los coeficientes obtenidos al utilizar el programa informático correspondiente, resulta la siguiente expresión matemática

$$R = 49,15 - 13,80 D - 1,18 H - 1,33 T + 0,09 D H + 0,90 D T + 0,06 T H$$

Como se puede observar la supresión del término cuadrático T^2 da lugar a que disminuya el valor del término independiente y aumente el valor de T . Además, los resultados estadísticos obtenidos indican que se elimina la posible colinealidad con la variable lineal T , mejora el error estándar de T , no se modifican los coeficientes de las variables lineales D y H . Por otra parte la bondad del modelo es buena $r^2 = 0,97$. Sin

embargo, la variable T no es significativamente distinta de cero y su significación en el modelo es mucho menor, al igual que z . Por otra parte, disminuye el error estándar de la variable T .

De nuevo, se plantea la posibilidad de obtener un modelo estimativo correcto y a la vez, más sencillo. Para ello se ensaya, una vez más, la eliminación de la variable de interacción TH , por ser de las tres variables de interacción la de menor significación en el anterior modelo (4). Su eliminación origina que el signo del término independiente (z) sea negativo, por lo que se elimina del nuevo modelo. Al suprimir z se modifican los coeficientes de las variables, pero los errores estándar de todas ellas disminuyen sobre todo los de D , H y T , por lo que se concluye que el mejor modelo estimativo es

$$R = a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH \quad (5)$$

Si se sustituyen los coeficientes obtenidos se obtiene la expresión siguiente:

$$R = -15,69 D - 0,18 H + 2,23 T + 0,93 DH + 0,11 DT$$

En este modelo el orden de significación es: DT , D , DH , T y H . La variable lineal H no rechaza la hipótesis nula, mientras que todas las demás sí lo hacen. Y el análisis de la varianza indica que el modelo es significativo ($p \leq 0,001$).

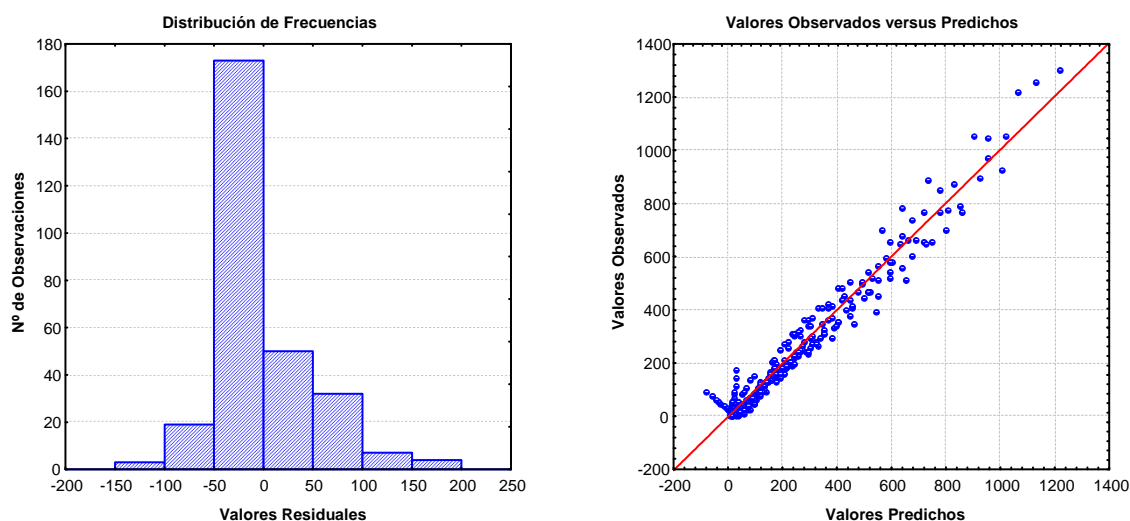


Figura 5.62.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo estimativo (4).

En el histograma de los residuales (Figura 5.62), se observa un rango de distribución de los radicales más amplio que en el obtenido con el modelo máximo, ya que aumenta de 200 a -150 en lugar de ser de 150 a -100; por otra parte, el 78% de los residuales presentan una diferencia con los valores observados de ± 50 mg de CO_2 100 g^{-1} . No obstante, en el gráfico de valores observados frente a los valores predichos se pone de

manifiesto que es mejor la diferenciación de los puntos entre sí y que la mayor imprecisión se produce a valores superiores de 800 mg de CO₂ 100 g⁻¹.

Según, este modelo, la respiración del suelo, depende de forma no despreciable, del efecto de la temperatura siendo tanto mayor cuanto mayor es el tiempo de incubación y la influencia de la humedad se incrementa a medida que transcurren los días de incubación.

5.7.4.3. Suelo Prado

En el caso del suelo de prado se inicia el proceso a partir del modelo (3), ya que es el mejor modelo predictivo para este suelo. La ecuación de este modelo es

$$R = 451,09 + 1,16 T^2 - 13,94 D - 0,11 H - 50,94 T + 0,08 DH + 1,03 DT + 0,05 TH$$

Tal como se vio previamente, de forma predictiva no es posible avanzar en la simplificación del modelo al ser las variables de interacción **TH** y **DH**, variables confusoras para las variables lineales **H** y **D**, fundamentalmente. Por ello, con objeto de obtener un modelo estimativo que refleje de forma más adecuada los datos experimentales se opta, al igual que en el suelo de robledal, por suprimir la variable cuadrática que permanece en el mejor modelo predictivo (**T**²). Esta variable, con coeficiente positivo, es significativamente distinta de cero, su error estándar es muy bajo, por lo que su precisión estadística es elevada y su grado de significación en el modelo es elevado (F parcial = 13,768).

La expresión matemática del nuevo modelo es

$$R = -53,198 - 13,936 D - 0,108 H + 1,431 T + 0,079 DH + 1,026 DT + 0,050 TH$$

El coeficiente de determinación (**r**²) tiene un valor de 0,86.

Como se puede observar, el coeficiente de la variable explicativa **T** es positivo y el término independiente (**z**) tiene coeficiente negativo, por lo que carece de significado y procede su eliminación del modelo:

$$R = a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DT + a_8 DH + a_9 TH \quad (5)$$

Este nuevo modelo tiene un **r**² = 0,86. Los estadísticos aportados por el programa informático determinan la siguiente ecuación matemática

$$R = -14,650 D - 0,743 H - 0,404 T + 1,037 DH + 0,085 DT + 0,071 TH$$

Del estudio de los resultados obtenidos se puede concluir lo siguiente: la supresión del término independiente origina una reducción importante del error estándar de la variable **T**, ya que pasa de valer 4,4 en la ecuación del modelo (3) a 1,34 en esta nueva ecuación. De igual forma se reducen los errores estándar de las variables **H** y **TH**. No se modifican los errores estándar de las variables de interacción **DH** y **DT**, los cuales son muy

bajos (0,02 y 0,06 respectivamente) y la variable **DT** adquiere una gran significación en el modelo (F parcial = 18,14). Como el modelo es significativo se admite y con el fin de obtener un modelo sencillo y a la vez que sea explicativo de los procesos determinados se aplica, una vez más parsimonia.

La primera variable en ser eliminada debería ser **T** y a continuación **H**, pero el principio jerárquico no lo permite, siendo la variable **TH** la eliminada por ser la de menor significación de las restantes en el modelo. El nuevo modelo es

$$R = a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH \quad (6)$$

Y al sustituir los coeficientes estadísticos en él se obtiene la expresión siguiente:

$$R = -18,926 D - 0,0642 H + 2,768 T + 1,108 DH + 0,119 DT$$

En este modelo disminuyen los errores estándar de las variables **D** y fundamentalmente de **T** (0,94) y los de las demás prácticamente no varían. El grado de explicación disminuye ligeramente ($r^2 = 0,85$), es significativo ($p \leq 0,001$). De modo que se considera que con este modelo, si bien se pierde algo de explicación, la estimación es mejor. Su histograma de residuales y el gráfico de valores observados frente a los valores predichos reflejan el menor valor predictivo del modelo (Figura 5.63).

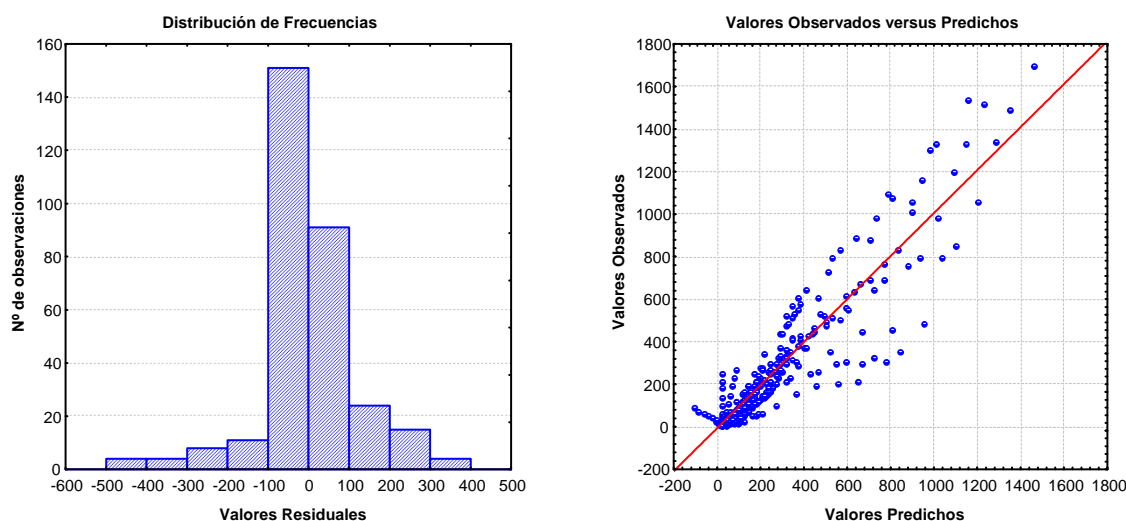


Figura 5.63.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo estimativo (6).

En el histograma de los residuales se observa como aumenta el rango de los residuales a -500 y 400 en relación al mejor modelo predictivo (2) de Prado, en el que el rango es de -400 a 300, si bien el número de casos afectados es bajo. De igual modo disminuye de 86 a 79 el porcentaje de residuales cuya diferencia con los datos observados está comprendida entre ± 100 mg de CO_2 100 g^{-1} . En el gráfico de valores observados

frente a los valores predichos de la figura 5.63 se puede apreciar como aumenta la dispersión de los puntos en relación al del mejor modelo predictivo de la figura 5.60.

No obstante, en este modelo las variables relacionadas con el factor temperatura tienen coeficientes positivos y la variable más significativa es la de interacción **DT** al igual que en el modelo máximo y de igual manera la variable lineal **H** no rechaza la hipótesis nula. El orden en significación de las demás variables del modelo es **D**, **DH**, **T** y **H**. Por otra parte, existe una fuerte correlación entre las variables **H** y **T**. Todo ello pone en evidencia la gran importancia del factor térmico y como a lo largo del tiempo la humedad incrementa su influencia en la respiración del suelo Prado.

5.7.4.4. Suelo Cultivo-patata

La búsqueda del mejor modelo estimativo en el caso del suelo Cultivo-patata, se inicia a partir del modelo (2), ya que es el mejor modelo predictivo para este suelo

$$R = 168,75 + 0,27 T^2 - 8,02 D - 0,73 H - 14,22 T + 0,04 DH + 0,51 DT + 0,03 TH$$

Al igual que en el suelo Robledal, se suprime la variable cuadrática (T^2), que tiene coeficiente positivo, es significativamente distinta de cero, su error estándar es muy bajo y su grado de significación en el modelo es elevado (F parcial = 9,986).

La expresión matemática del nuevo modelo es

$$R = z + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DT + a_8 DH + a_9 TH \quad (3)$$

Al sustituir los coeficientes estadísticos de las distintas variables en el modelo (3) se obtiene la siguiente expresión:

$$R = 51,61 - 8,03 D - 0,73 H - 2,06 T + 0,04 DH + 0,51 DT + 0,03 TH$$

De esta forma se pone de manifiesto que la eliminación de la variable T^2 origina variación del término independiente (z), que disminuye considerablemente y del coeficiente de la variable lineal **T**, que sigue siendo negativo, pero su valor absoluto es mucho menor y no es significativamente distinta de cero, por lo que, en sí T^2 sería confusora para ambos y no debería eliminarse. Sin embargo, desde la óptica experimental, no es lógico un término T^2 , además el que z sea mucho menor y que los errores estándar de las variables **D** y **T** disminuyan, hace que el nuevo modelo, con una bondad elevada, sea estimativamente mejor que el anterior.

La búsqueda de un modelo más sencillo lleva a volver a aplicar parsimonia sobre el modelo (3). Al proseguir el análisis se observa que **T** es la variable menos significativa y la siguiente en significación menor es **H**, pero el principio jerárquico no permite su eliminación y se llega a la variable de interacción **TH**, que al ser eliminada da lugar al siguiente modelo

$$R = z + a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH \quad (4)$$

La expresión que se obtiene cuando se sustituyen los coeficientes estadísticos es

$$R = -2,60 - 8,03 D - 0,07 H + 0,35 T + 0,04 DH + 0,51 DT$$

Los errores estándar disminuyen y como se puede apreciar el término independiente (z) es negativo, por lo que no tiene sentido y se opta por su eliminación, de lo que resulta el modelo

$$R = a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH \quad (5)$$

Al sustituir los coeficientes, la expresión que se obtiene es

$$R = -8,123 D - 0,096 H + 0,333 T + 0,043 DH + 0,509 DT$$

Disminuyen los errores estándar de todas las variables, aunque siguen sin rechazar la hipótesis cero las variables H y T que son las menos significativas; las más significativas continúan siendo DT , D y DH , por este orden. Por tanto, este modelo es mejor ya que es más sencillo y la explicación de la varianza ($r^2 = 0,95$) es prácticamente igual a la del anterior. Sin embargo, contiene dos variables que no rechazan la hipótesis cero y son poco significativas, pero su eliminación implicaría infringir el principio jerárquico. Para intentar simplificar el modelo aún más se optó por eliminar la variable de interacción DH , pero esto suponía perder grado de explicación, una variación importante del valor del coeficiente de D y las variables H y T seguían no rechazando la hipótesis cero. En consecuencia, se desestima su eliminación y se considera que el mejor modelo es el (5) $R = a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8D$, siendo su bondad igual que la del modelo (4), esto es, $r^2 = 0,95$.

Si se compara su histograma de residuales (Figura 5.64) con el del modelo máximo (Figura 5.58) se puede observar que si bien existe un aumento del rango de los residuales (de -120 del modelo máximo a -150 de este modelo) la frecuencia de los residuales de altos valores es muy pequeña, el 91% de los residuales tiene ± 50 mg de CO_2 100g^{-1} de diferencia con los datos observados y las mayores diferencias en relación a la distribución de los puntos de los valores observados frente a los valores predichos se manifiestan entre los valores observados de 0 a 200 mg de CO_2 100g^{-1} .

No obstante, no teniendo en cuenta el principio jerárquico, se procedió a eliminar de forma progresiva las variables H y T , siendo los resultados de bondad iguales a los del modelo (5), $r^2 = 0,95$, en ambos casos; al eliminar ambas variables todas las demás variables rechazan la hipótesis cero, los coeficientes de las mismas sufren sólo pequeñas variaciones y la significación de la variable de interacción DT prácticamente se duplica, mientras que la de las variables D y DH , casi no varía. De este modo se llegaría al modelo

$$R = a_4D + a_7DT + a_8DH \quad (6)$$

Si se sustituyen los coeficientes se obtiene la siguiente expresión

$$R = - 8,12 D + 0,04 DH + 0,52 DT$$

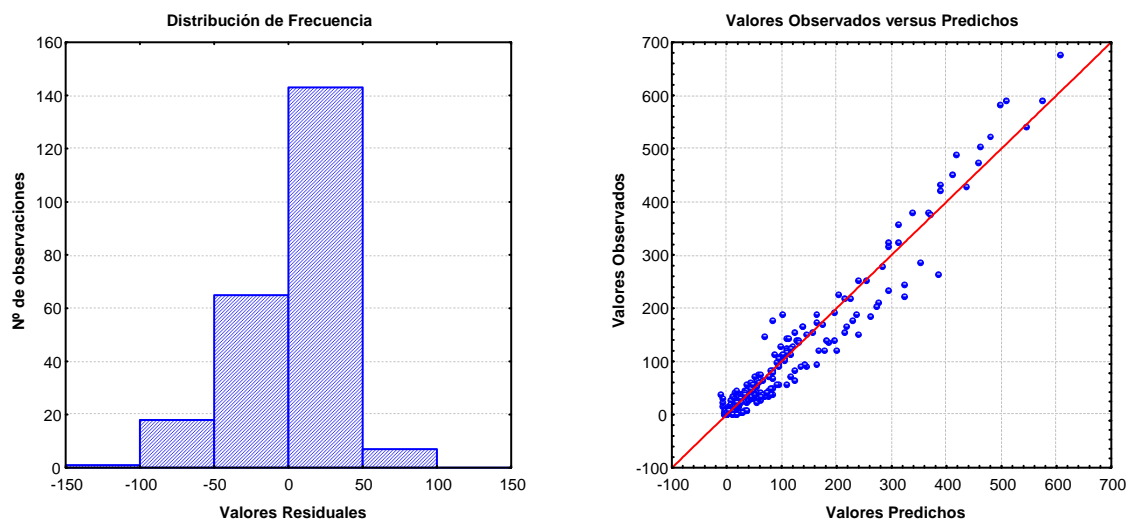


Figura 5.64.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al mejor modelo estimativo (5).

Este modelo es muy sencillo, da una elevada explicación de los resultados experimentales obtenidos en el estudio de la actividad biológica de las muestras del suelo Cultivo-patata, pero no cumple el principio jerárquico. Su histograma de residuales y el gráfico de valores observados frente a los predichos son semejantes a los del modelo (5) (Figura 5.65). La diferencia fundamental con el modelo (5) está en el porcentaje de residuales cuyas diferencias máximas con los datos observados son ± 50 mg de CO_2 100g^{-1} , que es del 89% en vez del 91%.

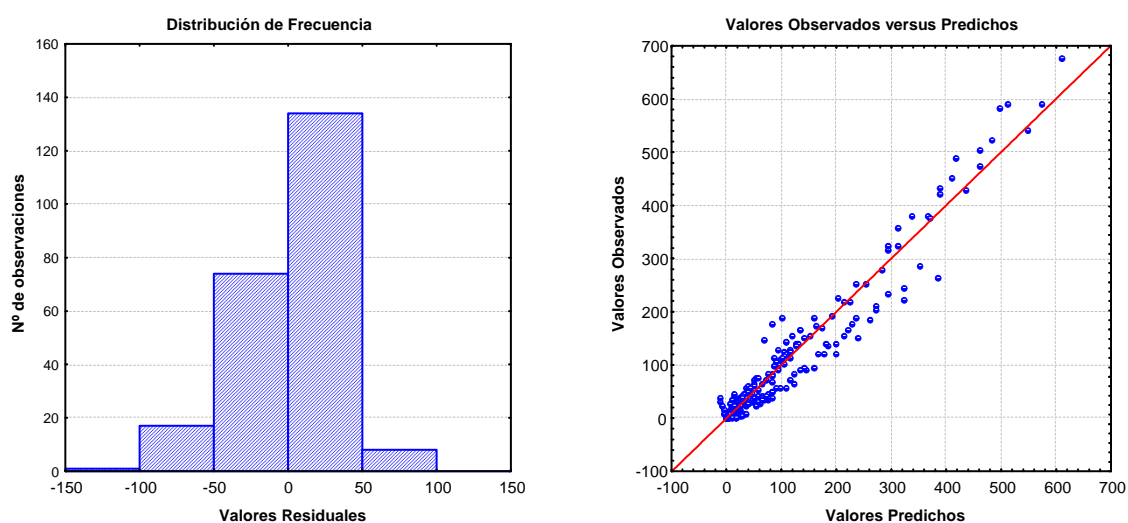


Figura 5.65.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo estimativo más simple (6).

Según estos modelos la respiración del suelo Cultivo-patata está muy influenciada por el efecto térmico a lo largo del tiempo y de forma secundaria por la acción de la humedad, la cual está también vinculada al tiempo de incubación.

5.7.5. El modelo más sencillo ($R = z + a_1 DTH$)

5.7.5.1. Introducción

De forma reiterada se ha comentado que el mejor modelo a elegir es el más sencillo y en las Tablas 5.57, 5.58 y 5.59 se puede observar que el modelo más simple de todos los planteados es $R = z + a_1 DTH$. Por ello, se planteó la posibilidad de considerar si este modelo, sumamente sencillo y que no se atiene al principio jerárquico, podría aportar una buena explicación que fuese precisa y/o estimativa de los datos experimentales obtenidos. El modelo presupone que el grado de influencia de las tres variables [(tiempo (**D**), temperatura (**T**) y humedad (**H**)] sobre la emisión de CO₂ del suelo es el mismo, es decir, que el grado de dependencia de la actividad biológica con relación a dichas variables sería igual. Para comprobarlo se realizó su estudio estadístico, mediante el programa informático anteriormente utilizado.

Los coeficientes de determinación (r^2) obtenidos fueron 0,85 para el suelo Robledal, 0,74 para el suelo Prado y 0,87 para el suelo Cultivo-patata, es decir, explica el 85%, 74% y 87% de la varianza de las cantidades totales de CO₂ desprendido por cada uno de los suelos utilizados en esta experiencia (Tablas 5.57, 5.58 y 5.59).

5.7.5.2. Análisis para los tres suelos

Los estadísticos para cada suelo son:

☞ Para el **suelo Robledal** es un modelo significativo; z no rechaza la hipótesis cero mientras que a_1 si la rechaza. Al sustituir los valores en la ecuación, la expresión obtenida es

$$R = 15,06 + 0,009 DTH$$

Los errores estándar del término independiente y del coeficiente de la variable de interacción son 8,36 y $88,1 \times 10^{-4}$, respectivamente.

Su histograma de residuales, como se puede observar en la figura 5.66, resulta asimétrico ya que tiene más cola a la derecha que a la izquierda, pudiendo llegar los valores que predice por defecto a tener una diferencia de 500 mg de CO₂ 100 g⁻¹ por debajo a los obtenidos de forma experimental. En el caso de los valores que predice por exceso la diferencia máxima es de 300 mg de CO₂ 100 g⁻¹ en relación a los datos experimentales. No obstante la mayoría de las estimaciones predichas tienen una diferencia de 100 mg de CO₂ por arriba o por debajo de los valores experimentales, predominando las estimaciones que son superiores (50%), en dicha cantidad, a los datos observados. En el gráfico de valores

observados frente a los predichos, se manifiesta que el modelo es impreciso sobre todo para valores superiores a 200 mg de CO₂ 100 g⁻¹.

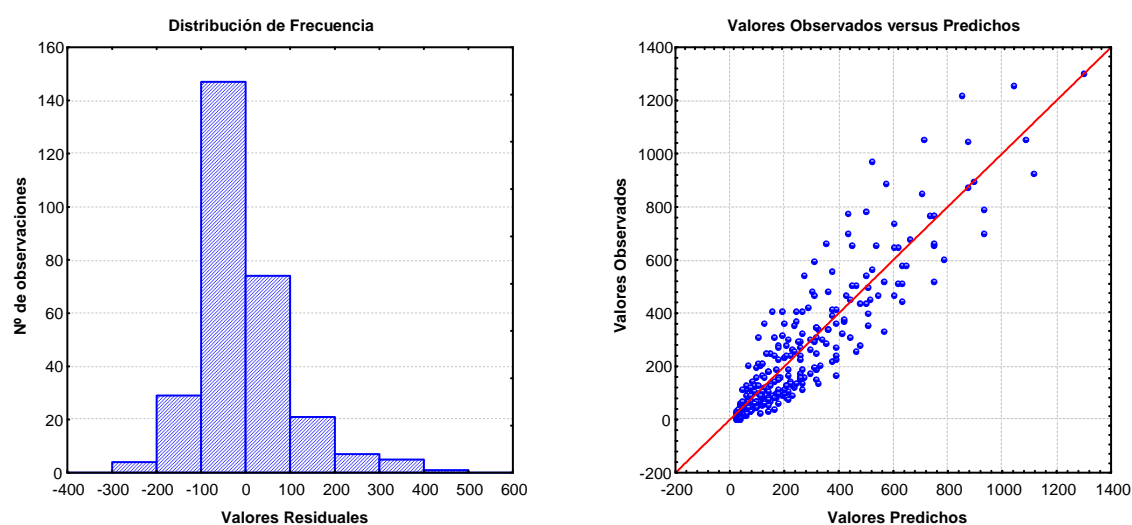


Figura 5.66.- Suelo Robledal: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores frente a los valores observados correspondientes al modelo $R = z + a_1 DTH$.

☞ Para el **suelo Prado** también es un modelo significativo y tanto z como a_1 rechazan la hipótesis cero. Al sustituir los valores en la ecuación, la expresión que se obtiene es

$$R = 29,41 + 0,0003 DTH$$

El término independiente tiene un error estándar de 29,41 y el coeficiente de la variable $101,1 \times 10^{-4}$.

En este caso, el histograma de residuales muestra dos colas de baja densidad más largas pudiendo llegar la diferencia por defecto hasta 1000 mg de CO₂ 100 g⁻¹ y la de por exceso hasta 800 mg de CO₂ 100 g⁻¹ en relación a los datos experimentales, aunque predominan las predicciones por exceso (64%) cuya diferencia es de 200 mg de CO₂ 100 g⁻¹. El gráfico de valores observados frente a los predichos indica que el modelo es preciso para las medidas inferiores a 200 mg de CO₂ 100g⁻¹ y que a partir de dicho valor la imprecisión aumenta (Figura 5.67).

Por tanto, este modelo permite una explicación menor los datos experimentales obtenidos para el suelo Prado y es menos preciso y estimativo que para los datos obtenidos para el suelo Robledal.

☞ Para el **suelo Cultivo-patata**, al igual que en los otros dos suelos, es un modelo significativo, tanto z como el coeficiente de la variable de interacción DTH, (a_1), rechazan la hipótesis cero. Al sustituir los valores en la ecuación, la expresión es

$$R = -13,66 + 0,004 DTH$$

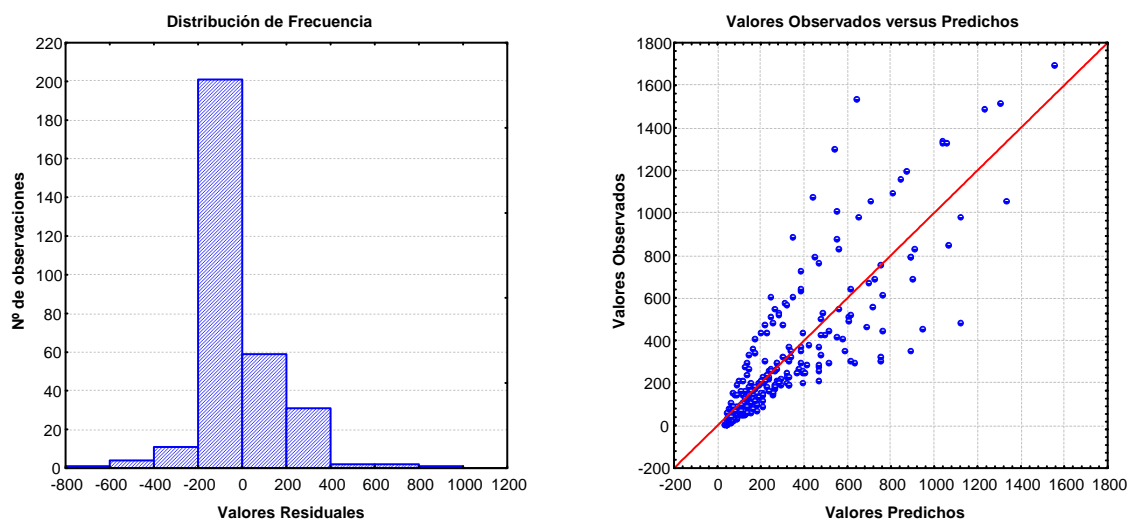


Figura 5.67.- Suelo Prado: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores frente a los valores observados correspondientes al modelo $R = z + a_1 DTH$.

Los errores estándar de los estadísticos son 4,17 para el término independiente y $1,06 \times 10^{-4}$ para el coeficiente de la variable.

Como se puede observar en la figura 5.68 el histograma de residuales tiene menos cola que para los suelos anteriores, ya que las máximas diferencias en relación a los datos experimentales son por defecto $150 \text{ mg } 100 \text{ g}^{-1}$ y por exceso $200 \text{ mg } 100 \text{ g}^{-1}$ y la mayoría de las predicciones (80%) tienen diferencias entre -50 y $50 \text{ mg de CO}_2 100 \text{ g}^{-1}$ con respecto a dichos datos, en las que predominan (50%) las predicciones por defecto. El gráfico de valores observados frente a los predichos indica que el modelo tiene mayor precisión que en los casos anteriores.

Por tanto, este modelo resulta ser más explicativo, preciso y estimativo para los datos observados en el suelo Cultivo-patata que para los suelos Robledal y Prado. Pero, como se ha comentado, con anterioridad, no tiene sentido que el término independiente sea negativo, por lo que se debería de eliminar de la ecuación. Al eliminarlo, la ecuación resultante constituiría el modelo más simple que se podría proponer para explicar matemáticamente los resultados de respiración obtenidos para el suelo Cultivo-patata en función del tiempo, la temperatura y la humedad: $R = a_1 DTH$, siendo los parámetros estadísticos los siguientes:

Estadísticamente es significativo y su bondad de ajuste es del 87% ($r^2 = 0,87$), por lo que no se pierde explicación con relación al anterior. El error estándar del coeficiente de la variable de interacción es $0,79 \times 10^{-4}$, es decir, disminuye aumentando, así, la estimación.

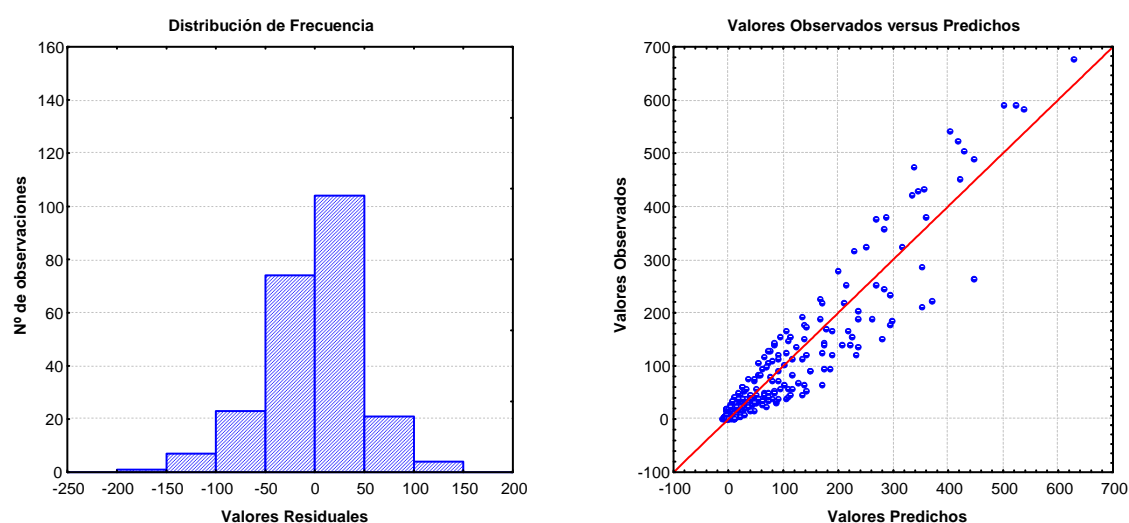


Figura 5.68.- Suelo Cultivo-patata: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores frente a los valores observados correspondientes al modelo $R = z + a_1$ DTH.

En el histograma de residuales se observan algunas diferencias con el del modelo anterior tal como que, si bien, la mayoría (76%) de las predicciones toman valores cuyas diferencias con los datos observados son de ± 50 mg de CO_2 100 g^{-1} , aumentan el número de residuales negativos (imprecisión por exceso) y disminuyen los residuales positivos (imprecisión por defecto), pudiendo llegar en ambos casos a la diferencia de 200 mg de CO_2 100 g^{-1} . El gráfico de valores observados frente a los predichos es muy semejante al del modelo anterior (Figura 5.69).

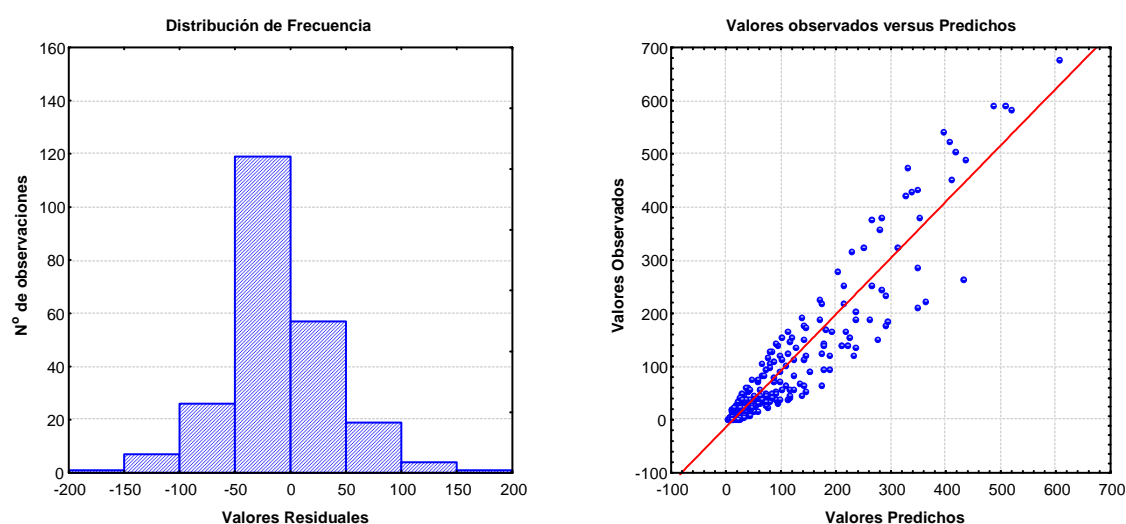


Figura 5.69.- Suelo Cultivo-patata: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo $R = a_1$ DTH.

5.7.6. Otros modelos

5.7.6.1. Consideraciones previas

No obstante, aunque el nivel de explicación para los suelos Cultivo-patata y Robledal es bastante elevado, los análisis realizados de los resultados en relación a cada variable de forma independiente, llevan a considerar que la influencia de cada una de las variables sobre la actividad biológica no es la misma en cada suelo, cuestión que en este modelo no se tiene en cuenta y que se podría ver reflejada en los resultados de bondad (r^2) para cada suelo, sobre todo en el de Prado. Por ello, se decidió introducir los términos lineales para cada una de las variables. De este modo, el modelo se ajustaría al principio jerárquico, se tendría en cuenta el distinto grado de influencia de las tres variables estudiadas y se disminuiría la sospecha de un modelo degenerado, de forma particular para el suelo Cultivo-patata. Procediendo de este modo la nueva expresión fue

$$R = z + a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$$

5.7.6.2. Análisis para los tres suelos

Para el **suelo Robledal** este modelo, estadísticamente significativo ($p \leq 0,001$), explica el 93% de la varianza de los datos experimentales, por lo que se incrementa en un 8% el grado de explicación de la varianza. Pero el término independiente es negativo ($z = -46,66$) y se eliminó de la ecuación, por lo que se analiza el nuevo modelo

$$R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$$

Estadísticamente es significativo ($p \leq 0,001$) y su bondad es del 93% ($r^2 = 0,93$), por lo que explica el mismo porcentaje de la varianza que el anterior. Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero y el orden decreciente de significación es: **TDH**, **T**, **H** y **D**. Tienen coeficientes de correlación altos tanto H y T (-0,76) como TDH y D (0,74). Si se sustituyen los valores estimados para los coeficientes, la ecuación es

$$R = 7,183 T - 1,442 D - 1,746 H + 0,009 TDH$$

El error estándar del coeficiente de la variable de interacción es $2,46 \times 10^{-4}$, por lo que su estimación mejora.

El histograma de residuales tiene colas más cortas (Figura 5.70) ya que, como se pone de manifiesto, las máximas diferencias con los datos observados son de 400 y de -200 en vez de 500 y -300 mg de CO₂ 100 g⁻¹ y la mayoría (91%) de los residuales difieren en ± 100 mg de CO₂ 100 g⁻¹, en lugar del 78% de la ecuación más simple, si bien sigue predominando la estimación por exceso. En el gráfico de valores observados frente a los predichos (Figura 5.70) se puede observar como la precisión predictiva disminuye a partir de los valores de 600 mg de CO₂ 100 g⁻¹.

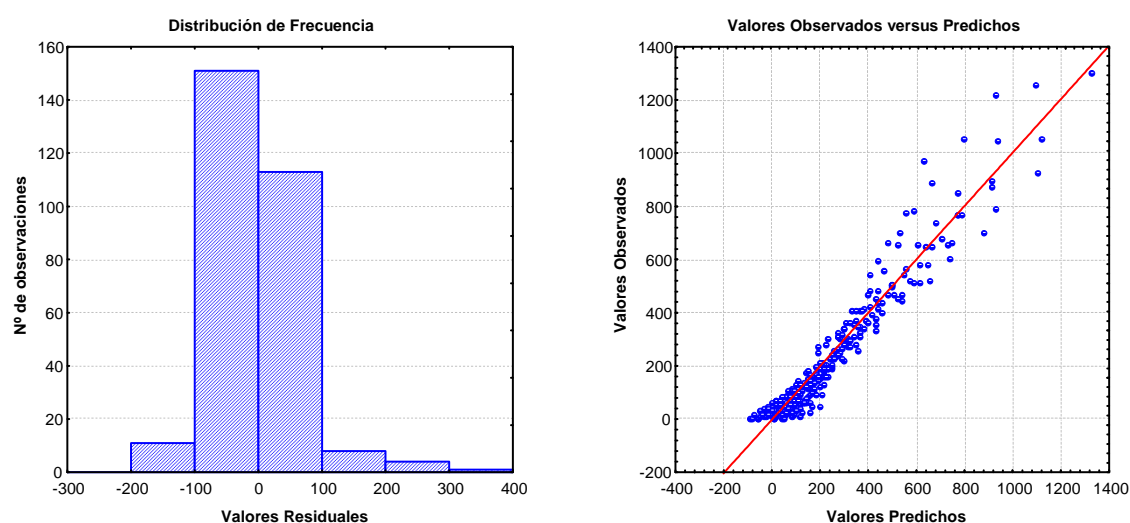


Figura 5.70.- Suelo Robledal: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo $R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$

Al comparar los resultados de este modelo con los del modelo (4) obtenido por parsimonia se comprueba que, además de cumplir el principio jerárquico, este último explica un 3% más la varianza de los resultados experimentales, su histograma tiene colas más cortas y su gráfico de valores observados frente a los predichos indica una mayor precisión en la predicción. En dicho modelo (4) la variable tiempo (**D**) tiene gran importancia significativa, en vez de la temperatura (**T**) como en este modelo. No obstante, el modelo (4) es más complejo.

Para el **suelo Prado** en el caso de este suelo, los resultados obtenidos indicaron que era un modelo significativo y con un r^2 igual a 0,82 incrementándose, por tanto, en un 8% la explicación de la varianza de los resultados obtenidos, pero el término independiente es negativo ($z = -125,95$), por lo que se procedió a eliminarlo del modelo que quedaría como sigue

$$R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$$

Los resultados obtenidos con este nuevo modelo fueron:

Es estadísticamente significativo ($p \leq 0,001$) y con un 81% de bondad ($r^2 = 0,81$), por lo que se pierde un 1% de explicación con relación al anterior. Todos los términos rechazan la hipótesis cero y su significación de mayor a menor es **TDH**, **T**, **H** y **D**. Ahora bien, existe una correlación elevada (0,78) entre los términos de las variables a_4/a_2 y a_3/a_1 . Al sustituir por los valores estimados los coeficientes, se obtiene la siguiente expresión

$$R = 8,097 T - 2,162 D - 1,744 H + 0,01TDH$$

El error estándar del coeficiente de la variable de interacción es $103,8 \times 10^{-4}$, por lo que no mejora la estimación en relación al modelo más simple. Sin embargo, se reduce la

imprecisión con respecto al modelo que no incluye los términos lineales, este hecho se ve reflejado tanto en el histograma de residuales como en el gráfico de valores observados frente a los predichos (Figura 5.71).

El histograma de este modelo tiene las colas más cortas, ya que las máximas diferencias con los valores observados o residuales son -600 y 800 en lugar de -800 y 1000 mg de CO₂ 100 g⁻¹ del modelo más sencillo y es más simétrico, de tal forma que existe un mayor equilibrio entre los residuales negativos y positivos, esto es, entre la predicción por exceso y por defecto, aunque predomina la primera. Además, la mayoría de los residuales (88%) difieren en ± 200 mg de CO₂ 100 g⁻¹, siendo el porcentaje de residuales negativos del 53% en lugar del 64% como en el modelo simple.

De igual forma, en el gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados de la figura 5.71 se manifiesta como este modelo aumenta la imprecisión a partir de los valores superiores a 400 mg de CO₂ 100 g⁻¹, en lugar de los 200 mg de CO₂ 100 g⁻¹ del modelo más sencillo.

Por tanto, resulta un mejor modelo predictivo que el más simple, pero no lo es desde el punto de vista estimativo.

Al compararlo con el modelo (6) obtenido por parsimonia ($R = a_4D + a_5H + a_6T + a_7DT + a_8DH$) se puede observar que son muy similares ya que en el (6) están presentes los tres términos lineales de las variables y dos términos de interacción entre dos de las variables, en lugar del de las tres variables como en el que estamos analizando, predominando la presencia del tiempo y la temperatura.

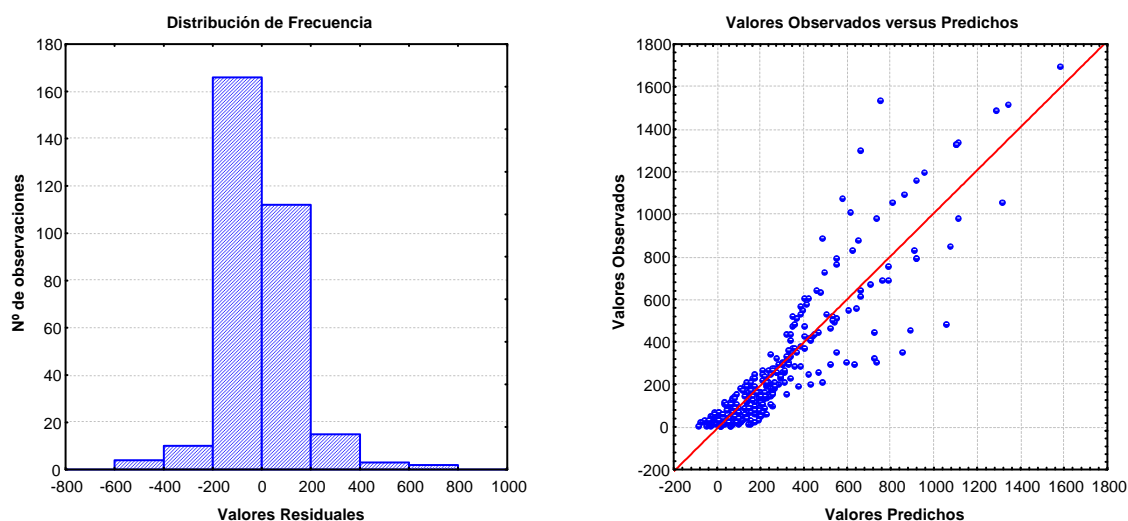


Figura 5.71.- Suelo Prado: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo $R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$.

Los dos modelos cumplen el principio jerárquico y en ambos existe una correlación elevada entre *H* y *T*. Ahora bien, la bondad del modelo (6) es un 4% más alta ($r^2 = 0,85$) y

la precisión es mayor. Ciertamente, es un modelo más complejo, contiene 5 términos y le da gran relevancia a la variable tiempo que resultó ser de gran significación (como se comentó el orden de importancia es: DT, D, DH,...). Sin embargo, en este nuevo modelo la variable **D** es la menos significativa.

Para el **suelo Cultivo-patata**, estadísticamente el modelo es significativo y su bondad es del 93% ($r^2 = 0,93$), por lo que aumenta el nivel de explicación un 5% con relación al anterior modelo más simple. Todos los coeficientes de las variables rechazan la hipótesis cero. La significación de las variables es, de mayor a menor: **TDH** (F parcial = 24), **H**, **D** y **T**. El término independiente es positivo, siendo su valor 64,57 y su correlación con el término de la variable humedad es elevada (-0,89), por lo que cuanto menor es la humedad mayor es **z** y viceversa. Al sustituir los valores estimados, la ecuación es

$$R = 64,571 + 1,429 T - 2,867 D - 1,189 H + 0,005 TDH$$

El error estándar del coeficiente de la variable de interacción es $2,2 \times 10^{-4}$, es decir, que disminuye ligeramente la estimación.

En el histograma de la figura 5.72 se refleja el aumento de la precisión, ya que el porcentaje de los residuales con valores de ± 50 mg de CO_2 100 g^{-1} aumenta del 76% del modelo $R = a_1 DTH$ al 88%. Además, en el gráfico de valores observados frente a los predichos de la misma figura 5.72, los puntos están menos dispersos en el gráfico de la figura 5.67 lo que indica una mayor precisión del modelo.

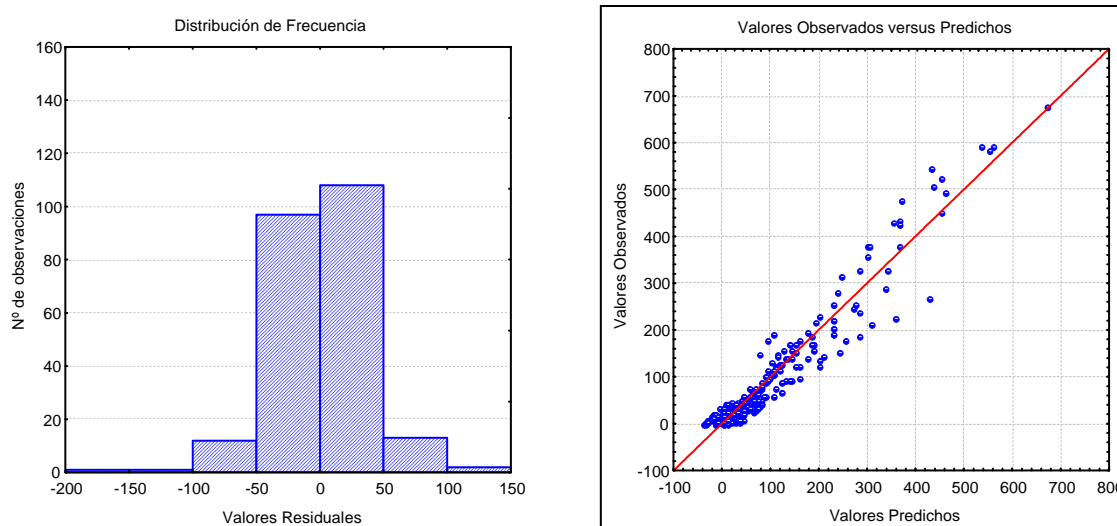


Figura 5.72.- Suelo Cultivo-patata: Histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores predichos frente a los valores observados correspondientes al modelo $R = a_1T + a_2D + a_3H + a_4TDH$.

Si se compara este modelo con el obtenido por parsimonia ($R = a_4D + a_7DT + a_8DH$), se puede decir que este último, siendo más sencillo, le da una gran importancia al tiempo y explica un porcentaje mayor (95%) de los resultados obtenidos, pero no cumple el principio jerárquico

5.8. Comportamiento y emisión de CO₂ por los suelos a humedades superiores a capacidad de campo

5.8.1. Introducción

En los suelos cuya humectación es superior a la de capacidad de campo la proporción de aire en los macroporos es menor a medida que aumenta su contenido en agua, de tal forma que en los suelos saturados de agua el conjunto de los poros edáficos están llenos de agua. Este hecho repercute en la difusión rápida del oxígeno, ya que como su velocidad de difusión a través de la fase acuosa es 10.000 veces menor que a través de la fase gaseosa, sólo difunde distancias cortas. Por ello, la disponibilidad de oxígeno puede llegar a ser un problema para la biota edáfica aeróbica, consumidores activos de oxígeno.

En la disolución del suelo pueden estar presentes además del oxígeno otros gases como CO₂, CH₄, NH₃, SH₂,... que pueden difundir más rápido y más lejos que el oxígeno, como es el caso del CO₂, lo que consecuentemente repercutirá en la concentración de oxígeno en el medio acuoso.

Según la ley de Henry, la concentración máxima de un gas disuelto en el agua depende de su coeficiente de solubilidad (*k*) y de su presión parcial en el aire (*p*), (*c* = *p* x *k*). Si se considera que la solubilidad del oxígeno en el agua es baja (alrededor de 10 mg l⁻¹ a 25 °C) y que es 31 veces menos soluble que el dióxido de carbono, se puede inferir que la cantidad de O₂ en la disolución acuosa será pequeña. Además, se ha de tener en cuenta que la temperatura disminuye la solubilidad de los gases, de tal modo que en el agua a 35 °C pueden existir alrededor de 7 mg l⁻¹ de O₂ disuelto, en vez de los 10 mg l⁻¹ a 25 °C o de 12 mg l⁻¹ a 10 °C.

La respiración aeróbica se basa en la utilización del O₂ como aceptor de electrones, que en los suelos con un nivel de humectación elevado será consumido rápidamente por su fuerte demanda (en los suelos encharcados se puede agotar en tan sólo 24 horas), generándose de esta manera un medio anóxico que determinará una respiración anaeróbica que utiliza como aceptores de electrones a NO₃⁻, Fe³⁺, SO₄⁼, CO₄⁼ e, incluso, algunos compuestos orgánicos. Bajo estas condiciones se producirán cambios en las poblaciones edáficas, bien por adaptación o bien por sustitución, que desarrollarán un metabolismo específico que repercutirá en las propiedades químicas y físicas del suelo.

En otras palabras, al descender el nivel de oxígeno a los organismos que necesitan el oxígeno para vivir, los aerobios estrictos, le sucederán aquellos que utilizan el oxígeno si está presente pero en su ausencia pueden utilizar otros aceptores de electrones, los anaerobios facultativos y los anaerobios aereotolerantes, o bien, cuando las condiciones son anóxicas, los anaerobios estrictos que únicamente están activos en estas condiciones. Es cierto que las condiciones anaeróbicas o pobres en oxígeno, no son exclusivas de los suelos saturados, sino que son abundantes en el medio edáfico debido a que en los poros del interior de los agregados puede haber concentraciones de oxígeno bajas.

En este trabajo de tesis, el estudio de los cambios inducidos en los suelos humectados a niveles superiores al de capacidad de campo a las distintas temperaturas de incubación, se centró en la observación de los comportamientos del **pH**, del **Eh**, de la relación **Eh/pH** y de la velocidad de respiración, en las muestras humectadas desde 100% c.c. (tomado como nivel de referencia) hasta 160% c.c. Las razones para determinar estos ámbitos de estudio resultan obvias en el campo de la biología ya que:

☞ Los microorganismos sólo pueden crecer dentro de un rango estrecho de pH, característico de cada tipo de ser vivo, que al sobrepasarlo mueren rápidamente. Se ha de tener presente que, generalmente, el pH del medio es inferior al pH interno de la célula y de esta forma se genera energía metabólica mediante una bomba de protones.

Teniendo en cuenta el rango de pH que toleran los microorganismos se clasifican en: Acidófilos, Neutrófilos y Basófilos. El análisis de los datos de pH obtenidos para los tres suelos (Tablas 5.49, 5.53 y 5.58) indica que, en las condiciones ensayadas sólo habrá los dos primeros, los organismos acidófilos que pueden soportar valores de pH externo comprendidos entre 1,0 y 5,0, aunque su pH interno es 6,5, y los neutrófilos que pueden vivir en medios cuyo pH varíe entre 5,5 y 8,5, si bien su pH interno es de 7,5. Es evidente que para mantener el pH interno óptimo gastan energía mediante una bomba de protones ATP dependiente, y que sus funciones vitales se basarán en reacciones distintas, es decir, tendrán un metabolismo diferente. Por otra parte, el pH del medio, que tiende a bajar como consecuencia de la actividad metabólica de los microorganismos, en condiciones de encharcamiento tiende a aumentar, como consecuencia del consumo de H^+ en las reacciones de reducción que se puedan llevar a cabo.

☞ El potencial redox (**Eh**) indica las características oxidantes (captura de electrones) o reductoras (cesión de electrones) del medio edáfico, por lo que está relacionado con la concentración de oxígeno del medio. Los valores del **Eh** edáfico pueden variar entre +900 mV y -300 mV para el conjunto global de los suelos (M.Bonneau, B.Souchier, 1979); no obstante, otros autores dan valores que están comprendidos entre +800 ó +700 y -420 mV, en cualquier caso todos ellos exceden a los determinados en este trabajo.

No obstante, muchos autores han demostrado la importancia de los microorganismos en los procesos de óxido-reducción tanto en condiciones aerobias como anaerobias. En los ambientes edáficos carentes de oxígeno (anóxicos), pueden convivir microorganismos anaerobios que llevan a cabo procesos fermentativos para lo que utilizan como aceptores de electrones sustancias orgánicas y los que realizan una respiración anaerobia utilizando como aceptores finales de electrones a sustancias inorgánicas como nitratos, sulfatos,... Esta biodiversidad de microorganismos influye en los valores del potencial redox, ya que la biomasa aeróbica necesita valores de **Eh** positivos para estar metabólicamente activos y los anaerobios, generalmente, negativos; debido a ello, los valores de **Eh** en los sistemas naturales pueden variar en el rango de valores anteriormente dicho (+900 hasta -420 mV). En el caso de los microorganismos anaeróbicos, los anaerobios estrictos sólo tienen actividad metabólica a potenciales redox negativos,

mientras que los anaerobios facultativos demuestran dicha actividad a valores de **Eh** en un rango más amplio, como por ejemplo de +300 mV a -420 mV.

En general, hay una gran variabilidad de cifras a la hora de establecer los límites entre unas u otras condiciones, debido a que en los valores del **Eh** influyen una gran diversidad de factores tales como: el grado de humedad del suelo, la concentración de los elementos activos, el pH, la presencia de sustancias orgánicas y de aceptores de electrones además de la microflora edáfica. Del estudio bibliográfico realizado se puede concluir que la zona límite entre las condiciones aerobias y anaerobias está alrededor de 300 mV y las fuertemente reductoras a potenciales menores que -200 mV.

De igual manera el potencial redox se puede utilizar para indicar qué sustancia inorgánica es utilizada como aceptadora de electrones en la respiración de los microorganismos, de tal modo que según Lynch y Poole (1979), a pH igual a 7, los valores de **Eh** superiores a +450 mV indicarían respiración aeróbica y por debajo respiración anaeróbica. En este último caso, si el valor del **Eh** tiende a +450 mV el aceptor sería la forma NO_3^- (indicaría el proceso de desnitrificación), si está próximo a -150 mV sería el SO_4^{2-} (reducción de sulfatos) y si está cercano a -250 mV sería el CO_2 (metanogénesis) (Atlas y Bartha, 1993).

Tabla 5.49.- Suelo Robledal: valores de **pH** determinados a todas las temperaturas de incubación y para los niveles de humectación de 100% y 160% c.c.

Día	100% c.c.						160% c.c.					
	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C
1	-	4,61	4,48	-	4,62	4,48	-	4,75	4,62	-	4,76	4,55
4	-	4,84	4,61	-	4,72	4,35	-	5,13	4,83	-	4,87	4,53
8	4,60	4,87	4,47	4,56	4,68	4,22	5,00	5,28	4,95	4,05	5,20	4,82
11	-	4,90	4,52	-	4,72	4,49	-	5,31	5,00	-	5,65	5,18
15	4,74	4,48	4,09	4,23	4,32	4,03	4,98	4,73	4,68	4,81	4,91	4,92
18	4,05	4,46	4,26	4,27	4,32	4,06	4,44	4,85	4,78	4,52	5,32	5,14
22	5,43	4,44	4,24	4,37	4,42	4,37	5,76	4,99	4,87	5,12	5,50	5,10
25	3,91	4,58	4,30	4,48	4,59	4,45	4,86	5,13	4,99	5,26	5,52	5,41
29	4,96	4,73	4,26	4,61	4,87	4,57	4,82	4,79	5,06	5,15	5,43	5,33
32	4,21	4,25	4,09	4,27	4,34	4,40	4,73	4,95	5,07	5,17	5,32	5,35
36	4,15	4,27	4,08	4,31	4,26	4,65	4,31	5,02	5,08	5,22	5,42	5,36
39	4,28	4,20	4,01	4,28	4,31	4,61	4,71	5,02	5,25	5,28	5,46	5,41
43	-	4,11	3,92	-	4,47	4,71	-	5,11	5,04	-	5,47	5,36

Según Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969 para las condiciones generales del suelo cabría esperar que para valores del **Eh** entre 600 y 300 mV predominase el metabolismo aeróbico, entre 400 y 0 mV el anaeróbico facultativo y entre 0 y -220 el anaeróbico

estricto. Asimismo, para valores del **Eh** comprendidos entre 500 y 300 mV desaparecerían los nitratos, entre 400 y 200 mV se reduciría el Mn^{4+} , entre 300 y 100 se produciría la reducción del Fe^{3+} , entre 0 y -150 sería la reducción del SO_4^{2-} y entre -150 y -220 mV se formaría H_2 y CH_4 , es decir se reduciría el CO_2 . En este trabajo se considerarán estos intervalos de variación del **Eh** para el análisis de los datos obtenidos.

A modo de resumen se podría decir que a medida que disminuye el oxígeno, la secuencia de reducción de los elementos en el suelo, en función de los valores de **Eh**, es: O_2 , NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} y SO_4^{2-} .

El hecho de que los microorganismos seleccionen un determinado aceptor de electrones en detrimento de otros que puedan estar presentes, se basa en la rentabilidad energética, es decir, los electrones que proceden de la oxidación de la materia orgánica serán transferidos al aceptor de electrones que tenga el carácter más oxidante, ya que de esta manera será mayor la ganancia energética resultante de la oxidación. Por esta razón los anaerobios facultativos bloquean su respiración anaerobia o sus rutas fermentativas en presencia de oxígeno (Atlas y Bartha, 1993), ya que su rendimiento es menor.

Por otra parte, el potencial de un sistema redox (conjunto de un oxidante y un reductor) se define por la ecuación de Nerst, la cual debe ser transformada mediante la ley de acción de masas cuando se estudia más de un sistema redox, como es el caso del medio edáfico. Al aplicar esta ecuación al sistema agua, fundamental para la existencia de la vida, se llega a que no existe agua cuando el valor del potencial redox es superior al valor resultante de la ecuación $\text{Eh} = 1,23 - 0,059 \text{ pH}$, porque estaría toda oxidada, sólo existe oxígeno, y cuando dicho potencial es inferior a $\text{Eh} = - 0,059 \text{ pH}$, ya que todo el hidrógeno estaría reducido, esto es, no habría hidrógeno oxidado. Como se puede observar en ambas ecuaciones el valor del potencial redox (**Eh**) está en función del pH, de tal modo que para un mismo valor de **Eh** cuanto más alto sea el valor del pH del medio éste será tanto más oxidante y cuanto más bajo sea el pH tanto más reductor será dicho medio.

Por tanto, según sea el valor del pH, el suelo puede comportarse como oxidante o reductor teniendo un mismo valor de **Eh**. Una de las consecuencias de esta interrelación es, por ejemplo, que para que se produzca el paso de la forma nitrato a nitrito, si el suelo tiene un pH de 5, sería suficiente con que el **Eh** estuviese por debajo de 540 mV, en vez de 450/420 mV a valor 7 de pH. Lo mismo se puede decir para el sulfato, el Mn^{3+} y el Fe^{3+} , los cuales a pH 5 pueden ser reducidos a -70 mV e inferiores a 635 y 170 mV, respectivamente. De todos estos datos, se puede inferir la importancia que tiene la relación **Eh**-pH, así como los diagramas **Eh**-pH que muestran el equilibrio en función de **Eh** y pH de distintas especies químicas con las condiciones del medio, como por ejemplo CO_2 y CH_4 .

Como ya se comentó según sean las condiciones del medio se desarrollarán unos u otros microorganismos que se caracterizan por un determinado metabolismo o actividades metabólicas propias, que a su vez interaccionan con el ambiente, dando lugar a una

evolución específica del mismo. En el punto 5.2 de este apartado de Resultados se analizó la evolución de la respiración de los suelos en función del tiempo, temperatura y humedad, ahora se pretende analizar dicha evolución teniendo en cuenta la relación con el pH y el potencial redox del medio edáfico de la velocidad de respiración, para un nivel concreto de humedad a las distintas temperaturas, cuestión que es abordada para los contenidos de humedad igual o superiores al de capacidad de campo.

En base a todo lo expuesto se realizó el análisis correspondiente de los datos obtenidos, observando los efectos producidos y cuyos resultados se desarrollan a continuación.

5.8.2. Suelo Robledal

5.8.2.1. Variación del pH

A la humedad del 100% c.c. se observan sólo ligeras variaciones del pH, con excepción de la muestra de 10 °C, que en algunos momentos de la incubación sufre variaciones importantes del pH. Para el resto de las temperaturas se aprecian cuatro pequeños ciclos que abarcarían, cada uno de ellos, una semana de duración (Figura 5.73):

- 1) En el primero se produce una pequeña acidificación en la muestra de 35 °C y para el resto de las muestras el pH aumenta ligeramente a la semana de incubación.
- 2) En la segunda semana baja el pH a todas las temperaturas.
- 3) Durante la tercera semana aumenta el pH, a excepción de la muestra incubada a 20 °C.
- 4) Y a la cuarta semana, en las muestras incubadas a las temperaturas más altas (30 y 35 °C), aumenta el pH y sin embargo disminuyen los valores de pH para el resto de las muestras, no obstante, en general, los valores oscilan entre los valores extremos de 4 y 5 para todas las temperaturas.

Como ya se ha indicado, la muestra correspondiente a 10 °C presenta un comportamiento diferente a las demás. En la figura 5.73 se puede observar como en el período comprendido entre los días 22 y 32 de incubación se produce una fuerte oscilación en los valores de pH. Así, el día 22 es de 5,4 (siendo el más elevado de todas las muestras incubadas), mientras que en el día 25 tiene un valor de 3,9 (el menor valor de pH medido ese día) y el día 29 alcanza un valor aproximado a 5. A partir de este día los valores disminuyen y son semejantes a los medidos en las muestras incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C (Tabla 5.49).

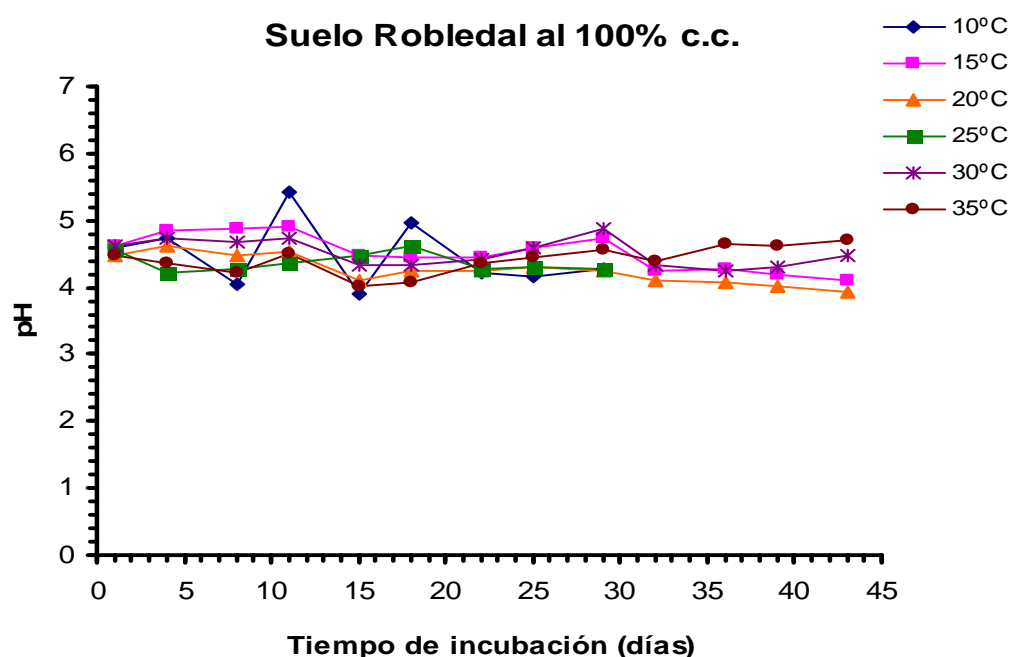


Figura 5.73.- Suelo Robledal: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 100% c.c.

En cuanto a la variación del pH al 160% de la humedad de capacidad de campo, en rasgos generales, se aprecia que los valores del pH tienden a aumentar a lo largo de la incubación, con excepción de la muestra incubada a 10 °C, valores que son más elevados en las temperaturas más cálidas (30 y 35 °C) que en el resto (Figura 5.74).

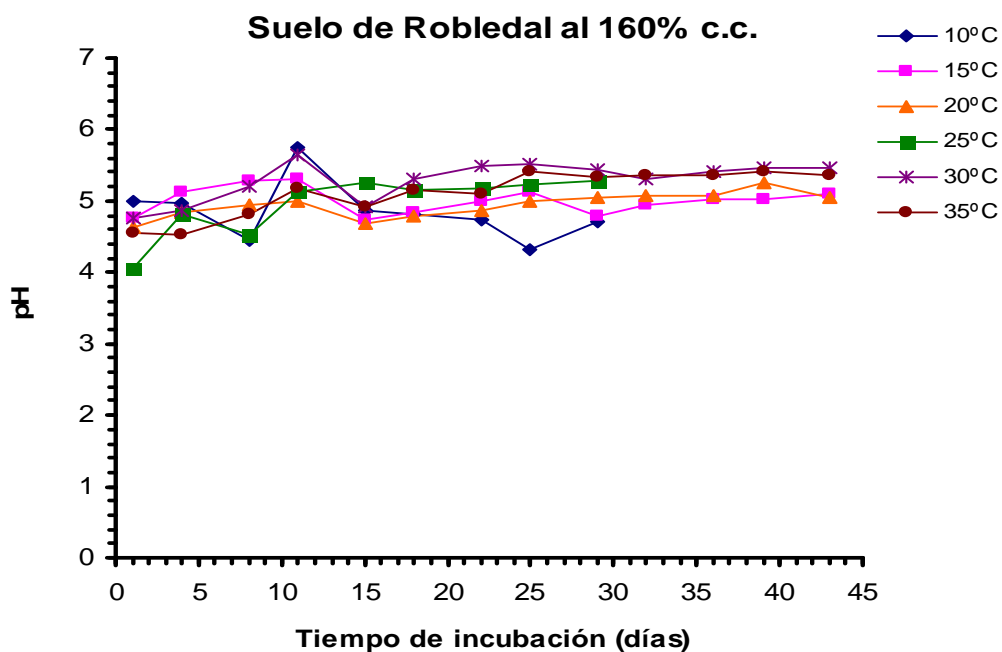


Figura 5.74.- Suelo Robledal: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 160% c.c.

Un análisis más detallado permite diferenciar tres formas de comportamiento, que es similar para todas las temperaturas de incubación: 1) hasta el día 11 de incubación

aumenta el pH en todas las muestras, 2) a continuación desciende (15 días) para luego ascender y 3) finalmente tiende a estabilizarse en todas las temperaturas ensayadas (Tabla 5.49).

Esta evolución del pH, hacia valores mayores a los iniciales, se ajusta a la evolución previsible en los suelos encharcados. Tal evolución indica que desaparecen o se consumen H^+ en el medio edáfico, por lo que quizá pueda ser indicativo de que se produzcan reducciones en el mismo, siendo éstas más frecuentes cuanto mayor es la humedad y la temperatura del suelo.

5.8.2.2. Variación del *Eh*

Los valores de *Eh* en las muestras humectadas a 100% de la capacidad de campo se mantienen por encima del valor de 400 mV en todas las muestras incubadas a las distintas temperaturas de ensayo y durante todo el período de incubación (Tabla 5.50). Por consiguiente, el medio edáfico es aeróbico según los datos de Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969, por lo que la biomasa dispone de oxígeno suficiente tanto en la fase gaseosa como en la líquida y, en consecuencia la respiración no se vería limitada por este factor.

No obstante, se puede observar como, excepto en las muestras incubadas a 10 y 25 °C, para las demás temperaturas, a medida que transcurre el tiempo de incubación, los valores de *Eh* determinados son cada vez menores, hecho que se manifiesta sobre todo a la temperatura de 35 °C, en la que a partir del día 25 los valores de *Eh* son inferiores a 500 mV pudiendo, por tanto, llegar a condiciones en las que el oxígeno disponible podría ser inferior al nivel crítico de demanda para un metabolismo oxidativo, lo que llevaría a iniciarse procesos de anaerobiosis como la reducción de los nitratos ya que se puede producir a valores de *Eh* inferiores a 540 mV (entre 500 y 300 mV) a estos valores de pH (Figura 5.75).

A la humedad de 160% c.c. se puede apreciar de forma clara el efecto térmico que se iniciaba a humedad del 100% de la capacidad de campo, puesto que los valores de *Eh* disminuyen para todas las temperaturas durante los primeros cuatro días de incubación y es a las temperaturas más altas cuando el descenso es más brusco, siendo superior a 30 °C que a 35 °C (Tabla 5.50). En los cuatro días siguientes se produce un aumento de los valores de *Eh*, para continuar con ligeros descensos hasta el día 39 en todas las muestras; a partir de aquí, para las muestras de 30 y 35 °C vuelven a aumentar los valores de *Eh*, mientras que para las demás sigue descendiendo (Figura 5.76).

Del anterior análisis se concluye que a medida que transcurre el tiempo de incubación, las muestras incubadas a 30 °C, que inicialmente están en condiciones aeróbicas (+633 mV), en el cuarto día de incubación tienen condiciones de anaerobiosis estricta (-91 mV) y a partir de este día pasan a condiciones de anaerobiosis facultativa, en la que se mantendrán durante el tiempo restante de incubación, ya que el valor máximo del *Eh* es 223 mV inferior a 300 y 400 mV (Tabla 5.50).

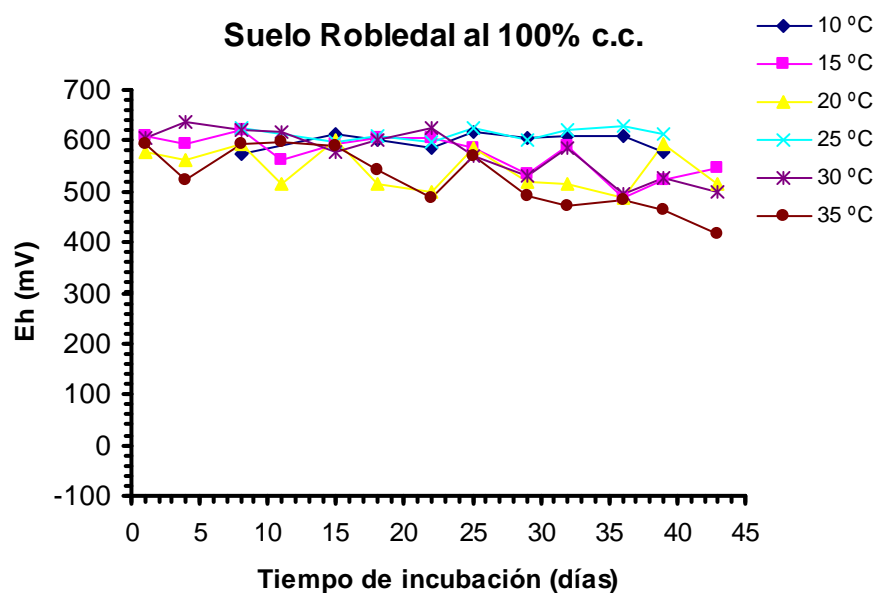


Figura 5.75.- Suelo Robledal: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 100% c.c.

Las muestras incubadas a 35 °C, a tenor de los valores de *Eh* obtenidos, a partir del día 4 se mantuvieron siempre en condiciones de anaerobiosis facultativa (valores de *Eh* inferiores a +300 y +400 mV). Sin embargo, cabe la sospecha de que el bajón inicial del *Eh* para estas muestras, se produjese en el inicio de la incubación, alcanzando el valor mínimo antes de la primera medida realizada el cuarto día, es decir, antes que en las muestras de 30 °C, en cuyo caso no fue detectado. De haber sido así, en la incubación de 35 °C se pudo haber alcanzado condiciones muy anaerobias, pudiendo ser incluso estricta, durante los primeros días de incubación.

Tabla 5.50.- Suelo Robledal: valores de *Eh* determinados a todas las temperaturas de incubación para los niveles de humectación de 100% y 160% c.c.

Día	100% c.c.						160% c.c.					
	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C
1	-	609	577	-	605	595	-	623	613	-	633	602
4	-	592	564	-	637	522	-	600	488	-	-91	190
8	574	622	592	624	620	594	514	594	452	450	123	226
11	-	563	514	-	616	597	-	498	404	-	87	211
15	614	594	600	598	578	588	471	467	370	414	182	209
18	601	607	513	611	602	542	485	456	402	393	194	193
22	584	604	499	599	625	487	469	451	275	379	183	152
25	619	585	585	627	570	568	457	401	386	255	127	140
29	605	533	517	600	530	492	493	399	271	275	147	162
32	609	588	514	621	584	473	447	397	264	145	114	89
36	608	489	488	628	497	483	452	383	255	159	79	141
39	579	522	594	613	525	465	465	437	275	126	196	187
43	-	548	513	-	499	416	-	414	224	-	223	169

De la observación de la figura 5.76 se deducen similitudes de comportamiento entre las muestras incubadas a las diferentes temperaturas. Así se pueden agrupar las muestras incubadas a 30 y 35 °C, 20 y 25 °C y las de 10 y 15 °C, aunque existen pequeñas diferencias entre las parejas propuestas, como las ya comentadas para 30 y 35 °C. En el caso de la muestra de 25 °C, a medida que transcurre el tiempo de incubación el *Eh* va disminuyendo y en el día 39 alcanza un valor de *Eh*, inferior al de las muestras incubadas a 30 y a 35 °C. No obstante, los valores de *Eh* se mantienen en el rango de anaerobiosis facultativa.

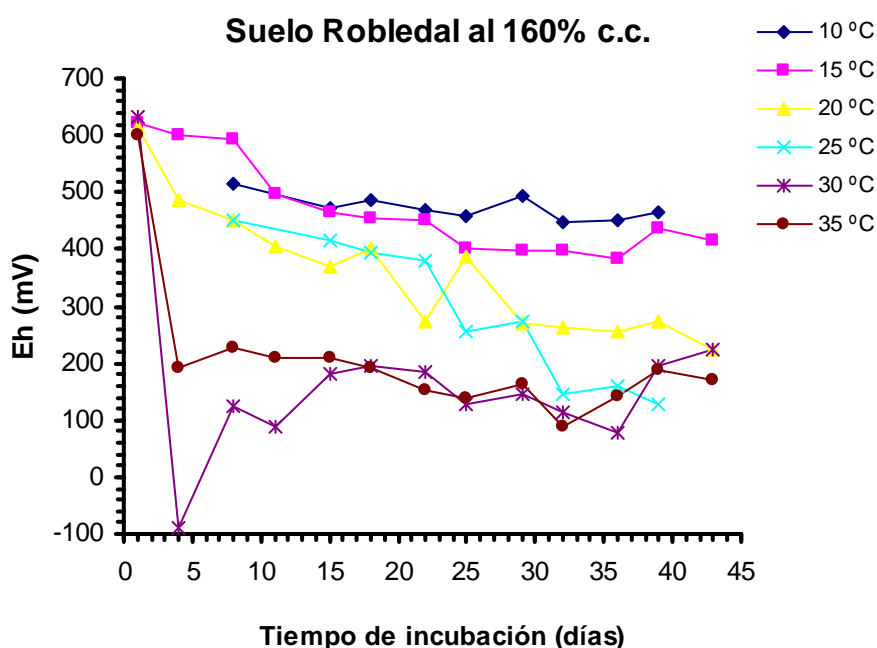


Figura 5.76.- Suelo Robledal: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 160% c.c

Sin embargo, la muestra incubada a 20 °C mantiene valores de *Eh* correspondientes a condiciones de aerobiosis durante las dos primeras semanas para, a continuación, disminuir y mantenerse hasta el final de la incubación en anaerobiosis facultativa. La muestra incubada a 15 °C manifiesta una paulatina disminución del *Eh*, pero no llega a los valores de anaerobiosis facultativa y la muestra de 10 °C evoluciona con ligeros descensos del *Eh* y se mantiene, durante toda la incubación, en condiciones de aerobiosis.

De este análisis se puede llegar a la conclusión de que en los suelos encharcados el efecto de la temperatura es rápido y muy notorio; puesto que inicialmente se alcanzan condiciones de anaerobiosis estricta tanto más rápido cuanto mayor es la temperatura del medio ambiente, de tal forma que a 30 °C se determina anaerobiosis estricta a los pocos días de incubación y a 10 °C se mantiene la aerobiosis a lo largo de todo el período de incubación; lo que podría reflejar la influencia de la temperatura en la cinética de las reacciones químicas y biológicas que afectan a los procesos edáficos. Se podría añadir que, teniendo en consideración la opinión de algunos autores, la presencia de materia orgánica hidrosoluble origina, inicialmente, una fuerte disminución del *Eh* y que éste se recupera de

forma más o menos rápida según las propiedades del suelo (M.Bonneau, B.Souchier, 1979).

A modo de resumen se concluiría que el suelo Robledal encharcado, varía sus condiciones de aeróbicas a anaeróbicas estrictas a medida que su temperatura de incubación aumenta, siendo su tendencia a mantenerse en anaerobiosis facultativa.

5.8.2.3. Relación *Eh*/pH

La serie de diagramas *Eh*/pH obtenidos para las condiciones de humedad del 100% c.c. y para todas las temperaturas (Figura 5.77), pone de manifiesto que la especie estable es el CO₂, por lo que no habrá emisión de gas metano (CH₄). A la temperatura de 35 °C se produce la mayor reducción del valor del *Eh*, llegando a valores de anaerobiosis facultativa, aunque la especie química estable predominante del carbono sigue siendo el CO₂; esta circunstancia se corresponde con un leve aumento del valor del pH, que pudiera deberse al consumo de H₂ en las reacciones de reducción que puedan tener lugar en el suelo, no siendo así en el resto de las temperaturas. Como ejemplo extremo se puede citar a la temperatura de 10 °C, en la que las variaciones del valor del *Eh* son mínimas y sin embargo es donde se da el mayor aumento de pH.

En la secuencia de las seis gráficas de la figura 5.78 correspondientes a las muestras humectadas al 160% c.c. para cada temperatura de incubación, en la que se representa la relación entre el *Eh* y el *pH* junto con la curva de equilibrio de CO₂/CH₄, se pone de manifiesto la tendencia que tiene el suelo incubado a acercarse al campo de estabilidad de la forma CH₄ del carbono. Se puede observar como a medida que aumenta la temperatura de incubación la formación de CH₄ está cada vez más favorecida, de tal modo que a 30 °C se alcanza la línea de equilibrio entre las dos especies de carbono por lo que, en el medio edáfico estarían en igual proporción, esto es, en un 50% cada una de ellas, lo que sucede en el cuarto día de incubación. Este hecho indicaría que, en los primeros días las condiciones reductoras del medio determinan un metabolismo metanogénico, es decir la utilización como fuente de energía la reducción del CO₂, a un potencial redox entre -250 mV y -150 mV, el cual es característico de las condiciones anaeróbicas obligadas.

No obstante, el proceso metanogénico proporciona menor energía que las reducciones de los nitratos o del Fe³⁺ e incluso la de sulfatos, este hecho puede llevar a pensar que o bien los microorganismos ya habían agotado tales sustratos en un tiempo tan breve, como consecuencia del efecto acelerador de la temperatura sobre su actividad biológica, o bien dichos sustratos no fueron factibles de ser reducidos.

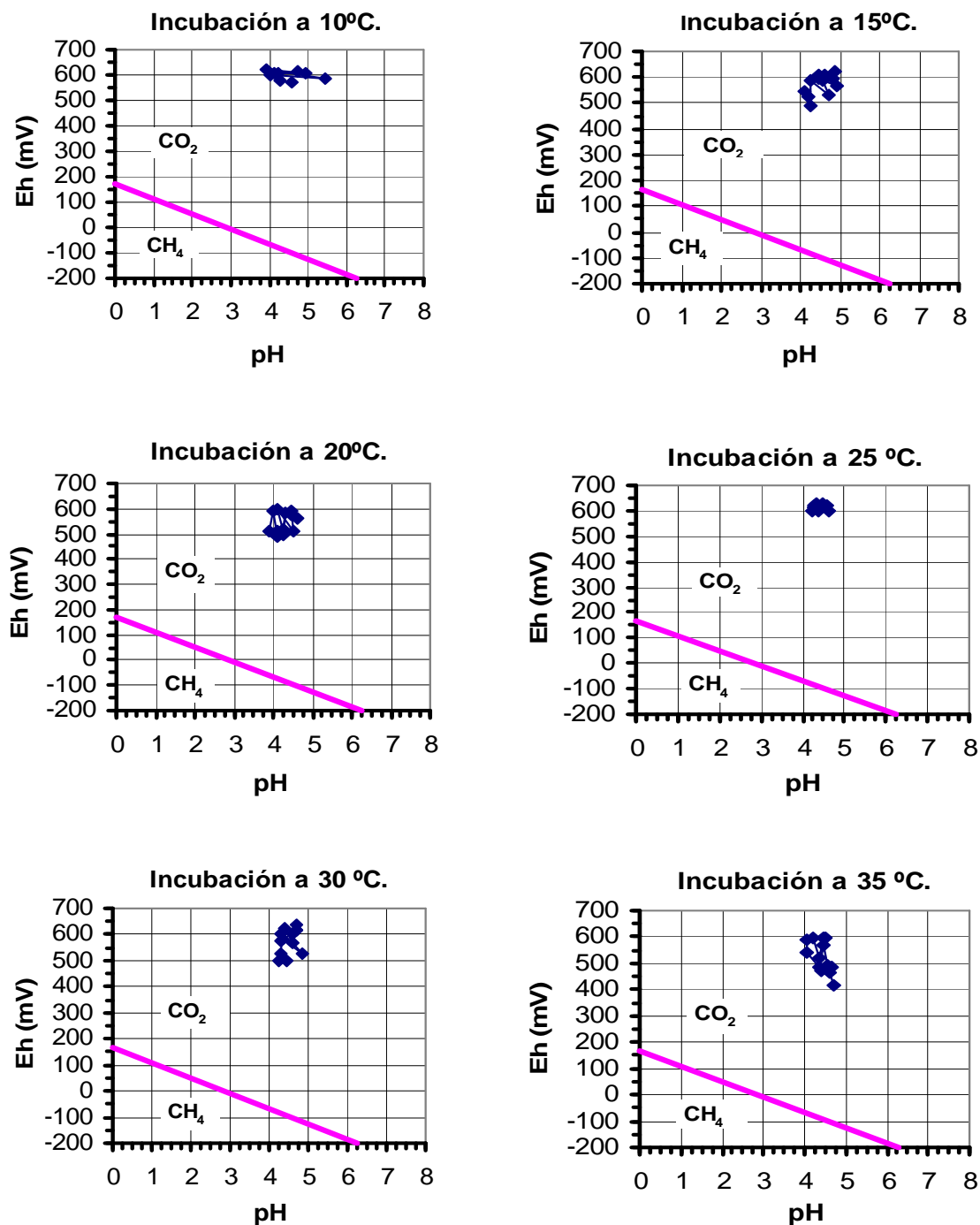


Figura 5.77.- Suelo Robledal: diagramas *Eh*-pH para especies del carbono a 100% c.c. y a las distintas temperaturas de incubación.

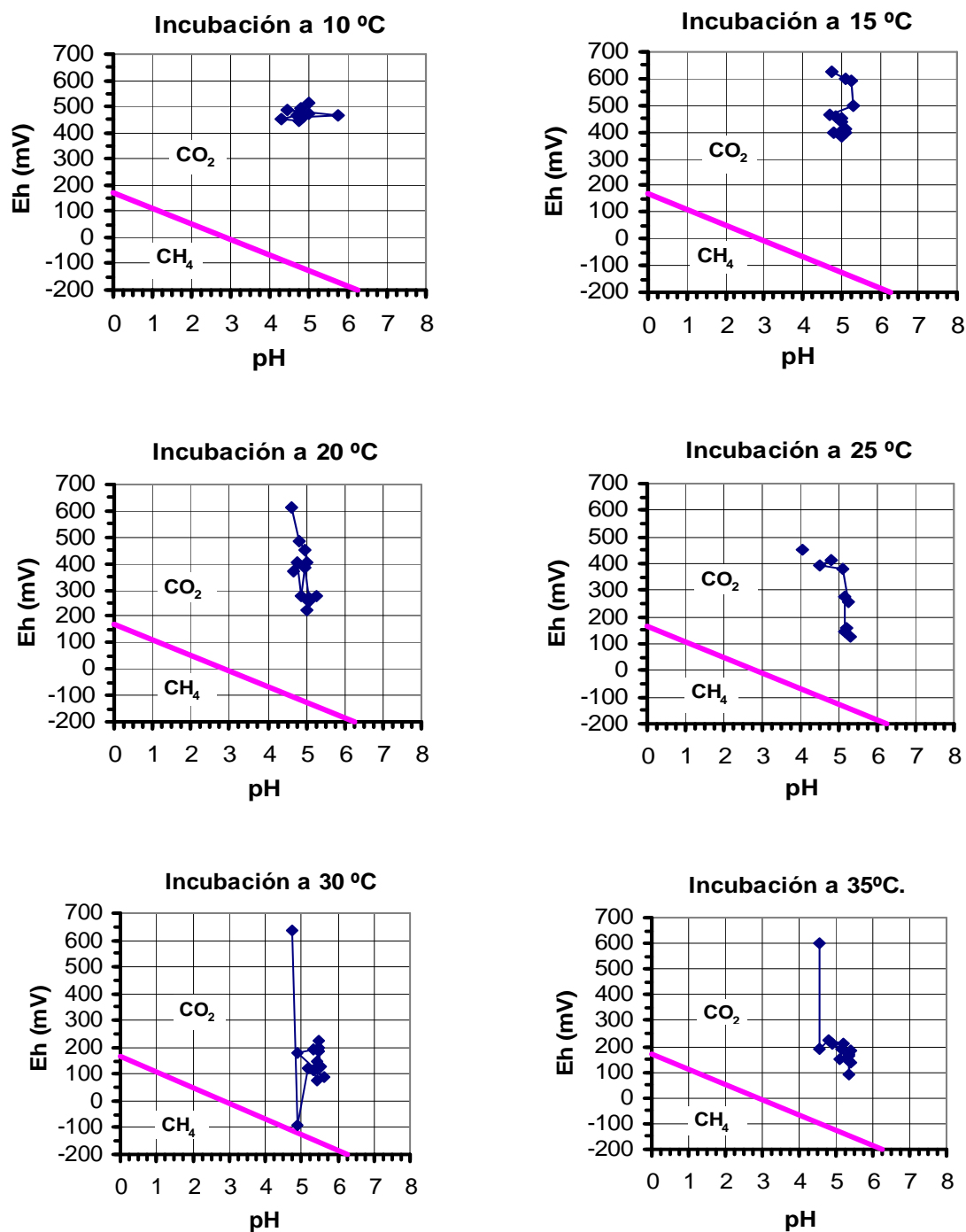


Figura 5.78.- Suelo Robledal: diagramas *Eh*-pH para especies del carbono a 160% c.c. y a las distintas temperaturas de incubación.

De forma lógica, cabe pensar que tuviera lugar la desnitrificación de los nitratos presentes en el suelo al inicio de la incubación, pero el medio no reúne las condiciones necesarias para que se produzca la nitrificación y en consecuencia no se podrían formar nitratos que pudiesen compensar los utilizados, de tal modo que se agotarían en el medio edáfico. La comprobación de estas hipótesis podrá tener lugar en los análisis de la velocidad de respiración y de las formas de nitrógeno.

Como consecuencia del consumo de H^+ que tiene lugar en los procesos reductores los valores de pH se ven incrementados en una cantidad menor a la unidad. Posteriormente, se produce un desplazamiento hacia la especie de CO_2 , que coincide con una disminución de H^+ (aumenta el pH) y de electrones del medio edáfico (los valores del potencial redox están entre 100 y 200 mV, aproximadamente), lo que lleva a inferir que bajo estas condiciones podría tener lugar la reducción del Fe^{3+} a Fe^{2+} según el rango de valores del *Eh* dado para esta reducción por Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969. Estas condiciones de anaerobiosis facultativa que determinan una respiración anaeróbica se mantienen, prácticamente, hasta el final de la incubación, lo que puede considerarse como fase de recuperación y estabilización del suelo.

Dado este comportamiento a 30 °C sorprende la gráfica obtenida para la temperatura de 35 °C. Pues, si bien a los cuatro días de incubación se produce la elevada disminución del valor del *Eh*, éste no llega a valores inferiores a 0 mV, sino tan solo a 200 mV, por lo que la forma estable es el CO_2 en lugar del CH_4 y el ambiente edáfico sería anaeróbico facultativo en lugar de anaeróbico estricto, esto es, no tendría lugar la metanogénesis sino la reducción del Fe^{3+} . Estos resultados llevan a pensar que, tal vez, la reducción del CO_2 a CH_4 se produjese antes del cuarto día de incubación, en cuyo caso, no fue determinado ni detectado y, en consecuencia, el valor de *Eh* medido en el día cuatro, sería el correspondiente a la etapa de recuperación y estabilización del suelo. O bien, la temperatura de 35 °C determina las condiciones termodinámicas apropiadas para que el Fe^{3+} pueda reducirse. No obstante, en el seguimiento de la evolución de estas muestras en el laboratorio se detectó, de forma cualitativa (por características organolépticas, abombamiento de los botes, ...), la presencia de gases asociados a ambientes reductores y el análisis realizado el día 31 de incubación mediante cromatografía de gases evidenció la presencia de CH_4 en dichas muestras.

Esta evolución indica que el suelo de Robledal a esta humedad, a las temperaturas de 30 y 35 °C, en poco tiempo es capaz de pasar de condiciones aeróbicas (forma estable CO_2) a anaeróbicas estrictas (forma estable CH_4) y posteriormente a anaeróbicas facultativas (forma estable CO_2) constituyendo estas últimas, su nuevo estado de equilibrio.

5.8.2.4. Velocidad de respiración

La observación de la representación gráfica de los datos obtenidos durante la experiencia realizada con el suelo humectado a 100% c.c. revela dos secciones perfectamente diferenciadas por el límite del día 14 de incubación, siendo la más compleja la sección que abarca la primera quincena para todas las temperaturas de incubación (Figura 5.79).

Tabla 5.51.- Suelo Robledal: velocidades de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$) obtenidas para las incubaciones realizadas a 100% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Tiempo de incubación (días)														
	1	2	3	4	7	8	9	11	15	18	21	24	28	35	43
10	4	1	3	5	6	5	3	5	2	3	4	3	4	4	4
15	13	7	8	9	10	6	2	11	6	8	6	8	9	6	7
20	19	17	16	15	14	13	13	12	12	11	13	11	12	12	12
25	24	27	27	27	27	35	43	31	14	14	13	12	11	13	14
30	41	26	29	31	20	23	26	28	22	24	19	20	21	19	19
35	68	57	47	40	35	25	29	28	27	22	26	33	24	30	31

Con la ayuda de la tabla 5.51, se puede decir que a lo largo de los primeros 14 días de la incubación las muestras evolucionan de la siguiente manera:

☞ Después de 24 horas de incubación a las distintas temperaturas de experimentación, se evidencia que la actividad respiratoria se ve favorecida a medida que aumenta el valor de dicha variable.

☞ Todas las muestras, a excepción de la de 25 °C, acusan una disminución de la actividad respiratoria a partir de las 24 horas de incubación.

☞ Después de 48 horas de incubación, la eficacia respiratoria de cada muestra disminuye en vez de aumentar, salvo para la muestra incubada a 25 °C que aumenta ligeramente.

☞ En el tercer día de incubación, la emisión de CO_2 aumenta en las muestras incubadas a 10, 15 y 30 °C; sigue aumentando ligeramente en la muestra de 25 °C y las incubadas a 20 y a 35 °C continúan aminorando dicha emisión, la primera de forma suave y con pendiente acusada la segunda. Los mismos comportamientos se repiten en el cuarto día de incubación.

☞ En el octavo día, la muestra de 25 °C destaca por ser la que más CO_2 emite, ya que ésta incrementa de forma importante su valor. También aumenta la emisión de la muestra de 30 °C, como si se recuperase. Sin embargo, la pendiente de la emisión es negativa para las muestras de 10, 15, 20 y 35 °C. Merecen especial atención la muestra de 20 °C, que sigue con su descenso paulatino comenzado desde el inicio de la incubación y la de 35 °C, cuya disminución sigue una pendiente más acusada.

☞ En el día nueve, las muestras de 25 y 30 °C siguen incrementando sus valores de CO₂, que en el caso de la de 25 °C llega a su máximo de emisión, con un valor por encima del de la muestra de 35 °C. Sin embargo, esta muestra de 35 °C cambia su tendencia a disminuir al aumentar, de forma ligera, su emisión de CO₂. Las muestras de 10 y 15 °C siguen dando valores de emisión de CO₂ más bajos que los días anteriores, y la de 20 °C no varía.

☞ Los datos obtenidos al cabo de la primera semana de incubación inducen a pensar en que las muestras de 10, 15, 25 y, prácticamente, 20 °C, han estabilizado su respiración, mientras que la de 35 °C aún no lo hizo (sigue con pendiente negativa) y la de 30 °C modifica su tendencia de aumento de emisión de CO₂ al disminuir notoriamente el valor de la misma.

☞ Con 48 horas más de incubación, y por tanto en el día 11 de la incubación, sorprende la muestra de 25 °C con un descenso brusco en sus valores de CO₂, pero aumentan los de las muestras de 15 °C y los de 30 °C, mientras que disminuye ligeramente el de la muestra 35 °C, de tal forma que casi se igualan las emisiones de CO₂ de las muestras de 25, 30 y 35 °C por un lado y las de 20 y 15 °C por otro.

Al llegar al día 15 de incubación, se vuelve a observar, como al inicio de la misma, que la emisión de CO₂ sigue un gradiente térmico positivo, de tal modo que la muestra que más emite es la de 35 °C y la que menos la de 10 °C y entre ambas, la emisión aumenta gradualmente. Este comportamiento se debe a que: la muestra de 25 °C experimenta una nueva disminución importante, la de 30 °C también emite menos, la de 35 °C parece que se ha estabilizado, lo mismo que la de 20 °C, y las de 15 y 10 °C disminuyen la emisión.

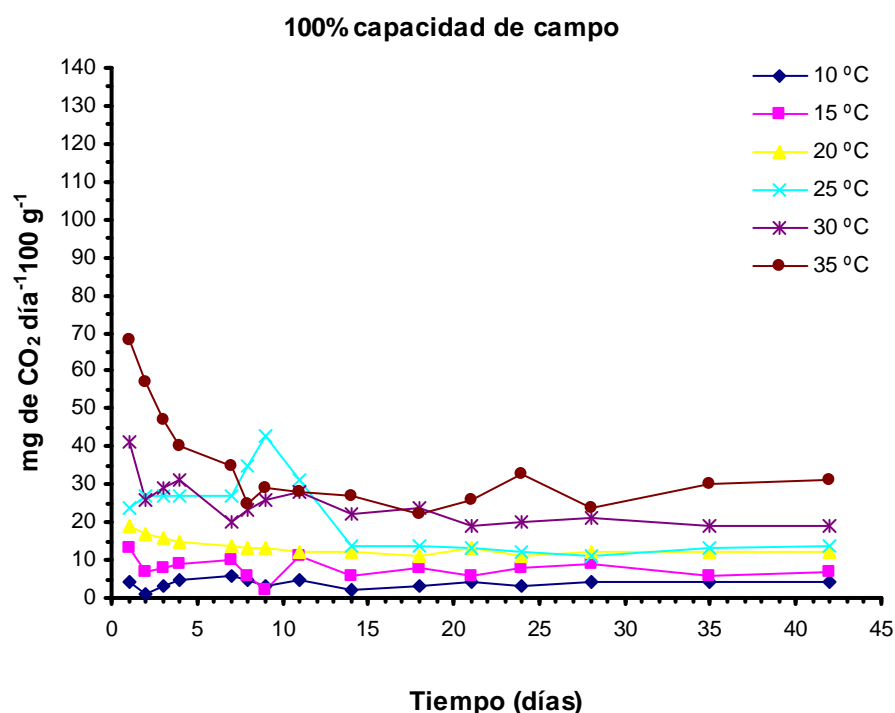


Figura 5.79.- Suelo Robledal: evolución de la velocidad de respiración a 100% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

La segunda sección, que abarcaría desde el día 15 al 43 de incubación, se podría considerar como la de “estabilización” en cuanto a la emisión de CO_2 , ya que las muestras emiten una cantidad de gas que, si bien no se mantiene constante a lo largo del tiempo, presenta pequeñas variaciones de unos valores con respecto a los otros dentro de cada temperatura. Del conjunto cabe resaltar la evolución de la muestra incubada a 35 °C, que después de alcanzar su nivel mínimo de emisión el día 18, con posterioridad incrementa la emisión de forma suave hasta el final de la incubación.

Globalmente, la interpretación de lo que sucede en el suelo Robledal al 100% c.c. incubado a las diferentes temperaturas podría ser de la manera siguiente: durante los primeros días de incubación el efecto de la temperatura es importante en la emisión de CO_2 del suelo, dando lugar, a tiempos distintos en las diferentes muestras, a procesos físicos, químicos y biológicos diversos, pero con un resultado similar en todas ellas, una tendencia hacia la estabilización. Cabe resaltar el hecho de que, inicialmente, las temperaturas más cálidas (30 y 35 °C) producen, en este suelo mantenido a capacidad de campo, un efecto acelerador de la emisión de CO_2 , que al estar asociado a la actividad respiratoria induciría a pensar que la respiración aeróbica está sobredimensionada; de hecho el equilibrio CO_2/CH_4 está claramente desplazado hacia el CO_2 y los valores de *Eh* son típicos de ambientes aeróbicos. Sin embargo, este ritmo respiratorio no se puede mantener en el tiempo, sino que sucede todo lo contrario, ya que la emisión de gas CO_2 cae de forma casi exponencial

durante los tres días siguientes de incubación, para hacerlo después de forma suave, aunque con pequeñas oscilaciones, hasta la estabilización en los días sucesivos. Parece obvio, por tanto, pensar que otros factores, distintos a la humedad y a la temperatura, ejercen un efecto inhibitor sobre la actividad respiratoria de la biomasa edáfica.

La influencia térmica sobre el pH del suelo es mínima, ya que los valores de pH varían poco y, como mucho, se produce un leve aumento de los mismos. Este hecho podría ser un reflejo del efecto térmico sobre los procesos químicos (reacciones redox) y físicos (procesos de difusión de los gases) que tienen lugar en el suelo. Un ejemplo lo constituye la muestra incubada a 35 °C, esta muestra incrementa la emisión de CO₂, a partir del día 28 lo que coincide con los valores más altos de pH (4,65/4,71) y con que los valores de *Eh* comienzan a bajar, llegando a rayar con la frontera de la anaerobiosis facultativa, por lo que sería interesante conocer su evolución posterior.

La gráfica que se obtiene al representar los valores de emisión de CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹ del suelo con humedad del 160% c.c. (Figura 5.80), es decir la velocidad de respiración, a lo largo de la incubación, es semejante a la comentada para la humedad anterior (100% c.c.) (Figura 5.79), ya que el trazado de las curvas correspondientes a cada muestra es muy parecido en cada caso y al final de la incubación se constata que las muestras emiten la misma cantidad de CO₂ por día para ambas humedades, con excepción de la muestra incubada a 35 °C que, por ello, se comentará aparte.

Además de estas evidencias interesantes, la analogía en el comportamiento del suelo incubado a ambas humedades se manifiesta también en los aspectos siguientes:

- Los niveles iniciales de emisión de CO₂ siguen un gradiente térmico positivo, excepto la muestra incubada a 25 °C.
- Se diferencian claramente en la gráfica dos secciones que también están delimitadas por el día 15 de incubación.
- La primera sección, al igual que para las incubaciones realizadas a 100% c.c., se caracteriza por los cambios en la emisión de CO₂ de las muestras.

No obstante, siendo cierto lo expuesto anteriormente, no es menos cierto y evidente que existen diferencias manifiestas entre ambas humedades, tales como:

- Los valores iniciales de mg de CO₂ emitidos día⁻¹ 100 g⁻¹ en el caso del suelo encharcado son menores para todas las muestras que cuando se halla a capacidad de campo, salvo para la muestra incubada a 20 °C, que en ambos casos emite prácticamente la misma cantidad; de hecho, se puede decir que su evolución, a lo largo de la incubación realizada, es muy similar a la manifestada en la humedad inferior.

- A las 48 horas de incubación todas las muestras evidencian un incremento en las emisiones de CO_2 , con excepción de las muestras a 20 y 35 °C en las que disminuye, sobre todo en el caso de la muestra a 35 °C.
- Las muestras incubadas a 25, 30 y 15 °C, si bien disminuyen sus emisiones de CO_2 , evolucionan de forma distinta, ya que la primera lo hace hasta el día 4, la segunda hasta el día 7 y la tercera hasta el día 8, en el que alcanza su mínimo.

Sin embargo, al igual que en la humedad anterior, la muestra a 25 °C incrementa su emisión hasta el día 9 y a partir de este día la evolución parece indicar que se produce, en esta muestra, una involución de los procesos implicados en la producción de CO_2 y, en consecuencia, pasa de ser la muestra que más miligramos de CO_2 día⁻¹ 100 g⁻¹ desprende a ser la tercera, después de las muestras a 35 y 30 °C; este comportamiento continúa y el día 15 el valor de la emisión de CO_2 se iguala al de la muestra incubada a 20 °C, tal como se puede observar en la tabla 5.52.

Después de la primera quincena de incubación, esto es en la segunda sección, las muestras reflejan condiciones de estabilización, de la misma manera que en la humedad de 100% capacidad de campo. En el día 15 las emisiones de CO_2 siguen un comportamiento según un gradiente térmico positivo, pero con tendencia al solapamiento entre los rangos térmicos más próximos: 10/15 °C, 20/25 °C y 30/35 °C.

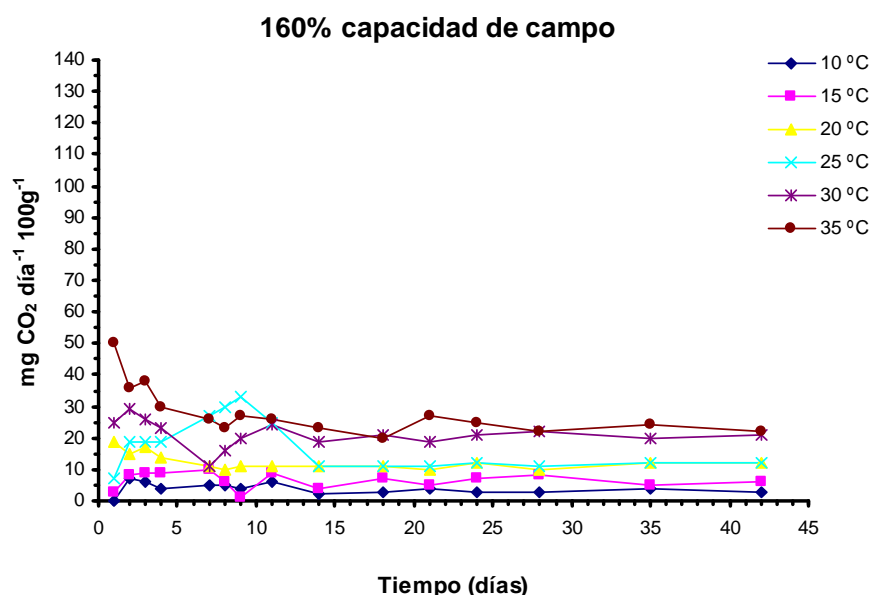


Figura 5.80.- Suelo Robledal: evolución de la velocidad de respiración a 160% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

Después de la primera quincena de incubación, esto es en la segunda sección, las muestras reflejan condiciones de estabilización, de la misma manera que en la humedad de 100% capacidad de campo. En el día 15 las emisiones de CO₂ siguen un comportamiento según un gradiente térmico positivo, pero con tendencia al solapamiento entre los rangos térmicos más próximos: 10/15 °C, 20/25 °C y 30/35 °C.

Tabla 5.52.- Suelo Robledal: velocidades de respiración (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) obtenidas para las incubaciones realizadas a 160% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Tiempo de incubación (días)														
	1	2	3	4	7	8	9	11	15	18	21	24	28	35	43
10	0	7	6	4	5	5	4	6	2	3	4	3	3	4	3
15	3	8	9	9	10	6	1	9	4	7	5	7	8	5	6
20	19	15	17	14	11	10	11	11	11	11	10	12	10	12	12
25	7	19	19	19	27	30	33	25	11	11	11	12	11	12	12
30	25	29	26	23	11	16	20	24	19	21	19	21	22	20	21
35	50	36	38	30	26	23	27	26	23	20	27	25	22	24	22

En el caso de la muestra incubada a 35 °C con una humedad de 100% capacidad de campo, al término de la incubación tenía un valor de emisión de CO₂ de 30 mg día⁻¹ 100g⁻¹ y al ser incubada a la misma temperatura pero con un 160% c.c. de humedad el valor final de emisión de CO₂ es de 20 mg día⁻¹ 100g⁻¹, exactamente igual que la muestra incubada a 30 °C. Si se tienen en cuenta sus valores finales de pH (5,36; 5,41; 5,36), más altos que a 100% c.c. (4,65; 4,61; 4,71) y que los valores de *Eh* finales a 160% c.c. de humedad (141; 187; 169 mV) son más bajos que a capacidad de campo (483; 465; 416 mV), se puede concluir que el medio edáfico es menos ácido y está más reducido a la humedad de 160% que a 100% c.c., siendo la humedad la causa principal de tales resultados. En consecuencia, las condiciones de anaerobiosis facultativa son más acusadas a 160% c.c., con las repercusiones consiguientes sobre el equilibrio de las formas estables CO₂/CH₄.

5.8.3. Suelo Prado

5.8.3.1. Variación del pH

La información aportada por los valores obtenidos en los sucesivos controles del pH, realizados en las muestras de suelo humectadas al 100% c.c. indica que no se producen variaciones importantes de los mismos. En general se puede observar una ligera tendencia hacia la acidificación, sobre todo a la temperatura de 10 °C (Tabla 5.53).

Cabe notar que en los casos en los el valor del pH llega a ser inferior a 5 (caso de las muestras incubadas a 10, 25 y 30 °C), a medida que el tiempo transcurre se va elevando el pH, de tal forma que el día 43 (final de incubación) en todas las muestras, excepto la de 30 °C, el pH vuelve a ser mayor de 5. Todo ello se puede ver reflejado en la gráfica de la figura 5.81.

A la humedad de 160% c.c. la tendencia general, a lo largo del período de incubación, es a que aumente el valor del pH en todas las muestras incubadas a las diferentes temperaturas, siendo mayor el incremento cuanto mayor es la temperatura de incubación (Tabla 5.54). Así, si se toma como referencia el valor medio inicial de pH ($\text{pH} = 5,42$) para todas las muestras utilizadas, se puede determinar que cuanto mayor es la temperatura de incubación mayor es el incremento del pH (ΔpH), ya que la diferencia entre el valor final de pH (pH_f) y el valor inicial de pH (pH_i) es mayor, como queda indicado en la tabla 5.54.

Tabla 5.53.- Suelo Prado: valores de pH determinados a todas las temperaturas de incubación y para los niveles de humectación de 100% y 160% c.c.

Día	100% c.c.						160% c.c.					
	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
1	5,45	5,51	5,43	5,49	5,53	5,36	5,27	5,59	5,39	5,31	5,59	5,37
4	5,50	5,79	5,23	5,52	5,60	5,29	5,52	5,83	5,53	5,42	6,33	5,87
8	5,24	5,47	5,33	5,10	5,55	5,21	5,43	5,93	5,82	5,69	6,21	6,21
11	5,50	5,11	5,23	5,31	4,98	5,30	5,48	5,60	5,95	5,80	6,13	6,13
15	5,53	5,08	5,25	5,18	5,09	5,27	5,39	5,85	6,01	5,87	6,36	6,59
18	4,44	5,17	5,18	5,11	4,89	4,98	5,37	5,83	6,01	5,82	6,14	6,56
22	4,92	5,11	5,29	5,00	4,86	4,99	5,30	5,97	6,28	5,71	6,15	6,64
25	4,93	5,14	5,23	4,94	4,86	5,23	5,31	6,04	6,12	5,82	6,24	6,45
29	4,65	5,13	5,25	5,12	4,90	5,10	5,39	6,08	6,02	5,69	6,26	6,56
32	4,46	5,20	5,05	4,96	4,90	5,18	5,38	5,95	5,96	5,79	6,32	6,53
36	4,16	4,90	5,22	4,43	4,83	5,08	5,22	6,02	5,97	5,52	6,24	6,18
39	4,97	5,20	5,18	5,09	4,70	5,16	5,53	6,07	5,92	5,86	5,75	6,07
43	5,25	5,30	5,39	5,28	4,59	5,37	5,52	5,97	6,05	6,01	6,08	6,24

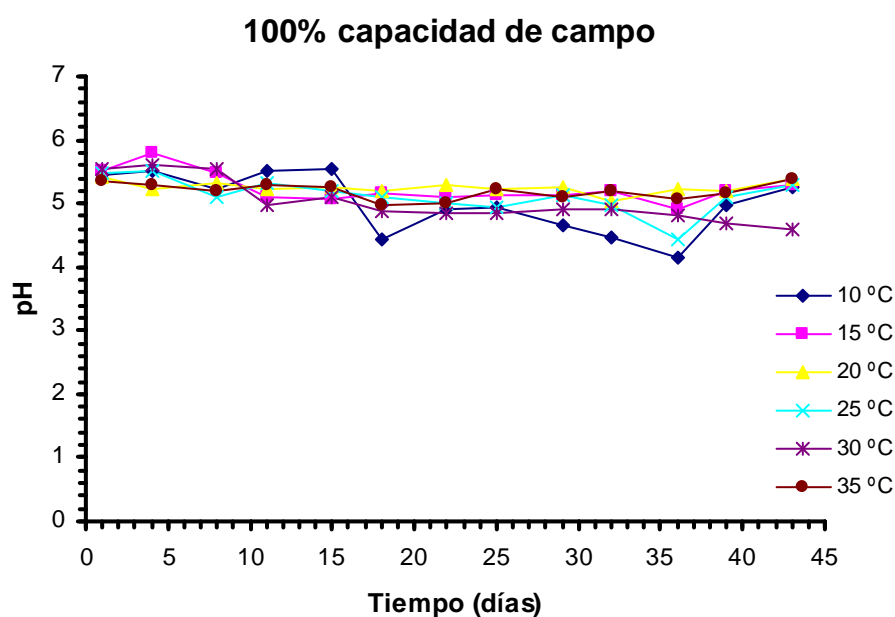


Figura 5.81.- Suelo Prado: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 100% c.c.

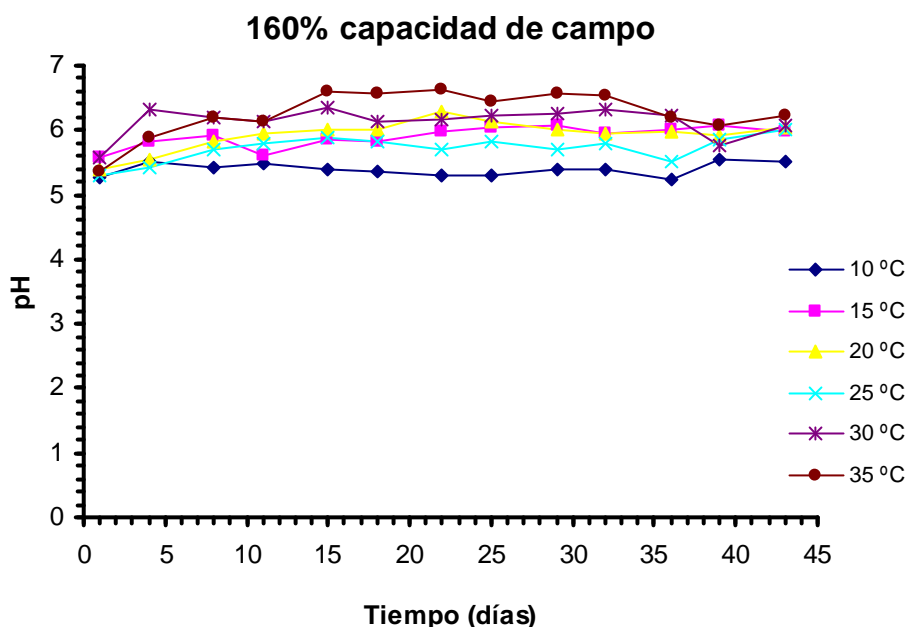
Tabla 5.54.- Suelo Prado: valores del incremento del pH (ΔpH) a las distintas temperaturas de incubación.

pH/T	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
pHf	5,52	5,97	6,05	6,01	6,08	6,24
pHi	5,42	5,42	5,42	5,42	5,42	5,42
ΔpH	0,10	0,55	0,63	0,59	0,66	0,87

pHf: valor final de pH; pHi: valor inicial de pH; ΔpH : incremento del pH.

En consecuencia, se podría concluir que cuanto mayor sean la temperatura y el tiempo de incubación, mayor será el valor de pH, salvo para el suelo incubado a la temperatura de 25 °C que como se puede observar en la gráfica de la figura 5.82, a partir de la segunda semana de incubación los valores de pH sólo superan a los que tiene el suelo incubado a 10 °C.

Se puede observar otra excepción a lo dicho anteriormente en las incubaciones realizadas a 30 y 35 °C, ya que en ellas el pH disminuye desde el día 32 hasta el día 39, de tal forma que en este último día el suelo incubado a 30 °C tiene un valor de pH inferior a los de las demás temperaturas, salvo al de la temperatura más baja (10 °C). Y en el caso del suelo incubado a 35 °C el pH disminuye hasta los valores obtenidos a las temperaturas de 15 y 20 °C.

**Figura 5.82.-** Suelo Prado: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 160% c.c.

5.8.3.2. Variación del *Eh*

La gráfica que se obtiene al representar los valores de *Eh* obtenidos para las muestras humectadas al 100% c.c. durante la experimentación frente al tiempo (Figura 5.83), evidencia que durante los 15 primeros días de incubación prácticamente no se producen variaciones significativas en el potencial redox de todas las muestras, cuyo valor se mantiene superior a 450 mV, indicativo de que las condiciones edáficas son de aerobiosis (Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969).

A partir del día 15 se pueden establecer las siguientes diferencias:

☞ La muestra incubada a 35 °C disminuye sus valores de *Eh* hasta el final de la incubación, llegando a valores próximos a 400 mV (Tabla 5.55), por lo que las condiciones del medio edáfico están cercanas a las de anaerobiosis facultativa (Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969) y, en consecuencia, la actividad aeróbica se verá disminuida.

☞ Las muestras incubadas a 10 y 25 °C experimentan un incremento en sus valores de *Eh* durante la tercera semana de incubación, para volver a disminuir a la cuarta semana, de tal modo que sus valores de *Eh* se equiparan a los de las muestras incubadas a 30 y 20 °C, valores que se aproximan a 500 mV indicativos de condiciones aeróbicas en el suelo y bajo las que predominará el metabolismo oxidativo.

☞ Las muestras incubadas a 15, 20 y 30 °C manifiestan poca variación en los valores de *Eh*, salvo la muestra de 15 °C que al final de la incubación incrementa el valor del mismo (de 521 mV pasa a 574 mV). No obstante, en todos los casos, los valores son superiores a 400 mV, es decir, las condiciones de las muestras son de aerobiosis.

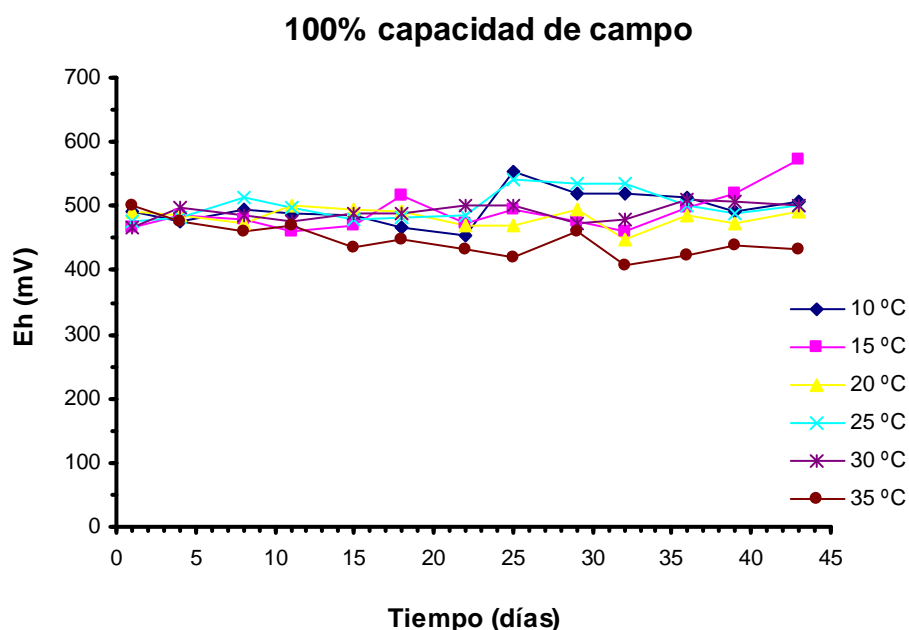


Figura 5.83.- Suelo Prado: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 100% c.c.

Tras ver como evoluciona el **Eh** en el suelo incubado a 100% c.c. se puede realizar un comentario general para este ensayo. El suelo Prado, bajo estas condiciones de humedad se mantiene a lo largo del período de incubación, en condiciones de aerobiosis para todas las temperaturas de incubación, aunque a la temperatura de 35 °C disminuye hasta valores próximos a los indicativos de condiciones anaeróbicas facultativas, es decir que se produce una reducción, no muy severa, del medio edáfico, a partir de los quince días de incubación y, en consecuencia, en este medio la respiración aeróbica estará limitada lo que puede dar lugar a que se desarrollen procesos de respiración anaeróbica facultativa.

La variación del **Eh** del suelo al 160% de capacidad de campo se puede observar en la tabla 5.55, en la que el efecto combinado de la humedad y la temperatura origina comportamientos del potencial redox del suelo distintos para las diferentes muestras.

A esta humedad, se aprecia cómo a temperaturas mayores de 15 °C se produce, desde el inicio de la incubación, una disminución de los valores de **Eh** por debajo de 450 mV, lo que indica la tendencia hacia un medio edáfico reductor que propicia unas condiciones de desarrollo anaeróbicas facultativas. Esta disminución del valor del **Eh** es más acusada y se produce en menor tiempo cuanto mayor es la temperatura de incubación; así, la muestra de 35 °C, al cuarto día de ser incubada, pasa de un valor de 514 mV indicativo de condiciones aeróbicas, a un valor de 51 mV que indicaría a este pH condiciones anaeróbicas estrictas; mientras que la muestra de 30 °C, para ese mismo día, tiene un valor de **Eh** de 453 mV y la muestra incubada a 25 °C de 479 mV, es decir, se mantienen aún en aerobiosis.

Tabla 5.55.- Suelo Prado: valores de **Eh** determinados a todas las temperaturas de incubación para los niveles de humectación de 100% y 160% c.c.

Día	100% c.c.						160% c.c.					
	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C
1	493	467	493	477	467	502	412	496	514	497	504	514
4	476	486	485	481	498	475	483	479	461	479	453	51
8	494	479	472	514	486	462	499	462	422	459	173	48
11	487	461	501	499	476	469	494	439	323	216	94	38
15	486	470	494	480	490	437	478	453	269	145	39	55
18	467	517	492	483	490	447	480	439	161	141	77	118
22	455	474	469	486	501	431	468	388	92	72	96	108
25	554	495	470	542	501	421	543	388	134	47	1	100
29	519	477	496	534	474	460	528	418	291	-61	54	117
32	520	459	448	536	480	408	513	402	16	6	84	98
36	512	499	486	501	511	424	497	394	131	-32	-38	153
39	493	521	473	488	507	439	454	386	165	-53	11	137
43	508	574	491	501	502	434	484	396	115	-34	-69	96

Si bien lo anteriormente expuesto es cierto, al realizar un análisis pormenorizado de las curvas representadas en la gráfica de la figura 5.84, se puede constatar que:

☞ La muestra incubada a 35 °C, en todo el período de incubación, proporciona valores de *Eh* superiores a 0 mV, siendo su valor mínimo de 38 mV el día 11 de incubación; a partir de este día los valores de *Eh* aumentan hasta 153 mV, por lo que, durante los once primeros días se pueden dar condiciones de anaerobiosis estricta. Posteriormente, el sistema evoluciona y se mantiene en anaerobiosis facultativa hasta el día 43 de incubación. Además, se ha de resaltar que como a lo largo de toda la incubación los valores de *Eh* son inferiores a 170 mV se dan las condiciones para que los microorganismos puedan utilizar como aceptor alternativo de electrones al Fe^{3+} en su respiración anaerobia (Takai et Kamura, 1966; Parr, 1969).

☞ La evolución de la muestra de 30 °C es distinta a la de 35 °C. De forma general, la tendencia del *Eh* es a disminuir a lo largo de la incubación, pero en este caso se realiza de forma más lenta que a 35 °C, tal como demuestran los valores del potencial redox obtenidos (453 mV al día 4; 173 mV al día 8; 94 mV al día 11; 39 mV al día 15); en consecuencia, el medio edáfico se va reduciendo paulatinamente y de este modo evoluciona de condiciones aeróbicas a condiciones anaeróbicas facultativas, con la repercusión correspondiente en la actividad respiratoria. A partir del día 15 de incubación disminuyen las condiciones de reducción, al igual que para la muestra de 35 °C, mas sólo hasta la cuarta semana de incubación, ya que durante la misma los valores de *Eh* llegan a valores inferiores a 0 mV, siendo el día 43 de -69 mV, lo que indica condiciones de anaerobiosis estricta.

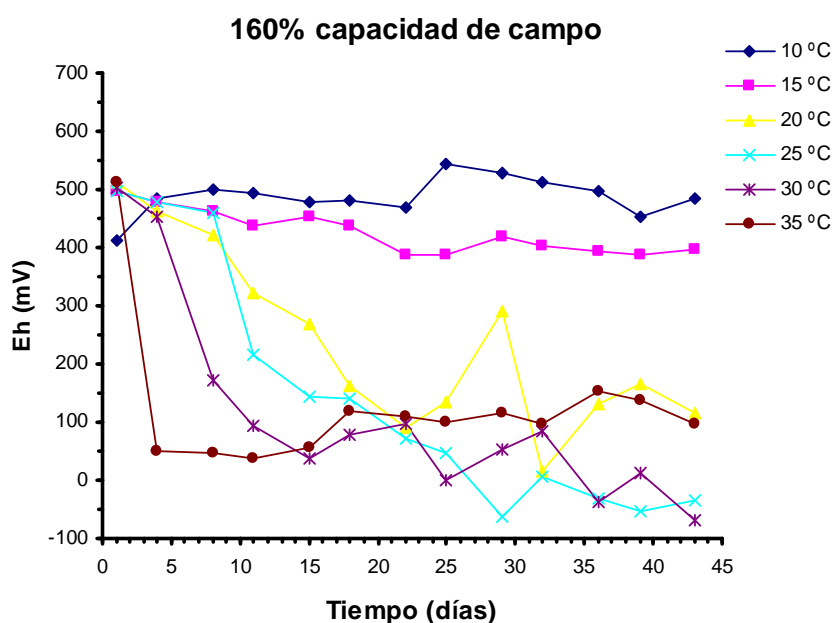


Figura 5.84.- Suelo Prado: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 160% c.c.

☞ Una evolución semejante a la descrita anteriormente se observa en la muestra incubada a 25 °C. Es de interés indicar que la reducción del medio edáfico es gradual y que se llega a valores negativos del *Eh* a los 29 días de incubación; por tanto, el paso de

condiciones aeróbicas a anaeróbicas facultativas y de éstas a condiciones anaeróbicas estrictas, es una cuestión temporal, así como las incidencias en la actividad respiratoria.

☞ La muestra de 20 °C durante la primera quincena de la incubación, evoluciona de forma semejante a las descritas anteriormente pero, la disminución de los valores del **Eh** es más suave; al final de esta quincena tiene valores de **Eh** correspondientes a condiciones de anaerobiosis facultativa. A partir del día 15, el comportamiento es aleatorio con tendencia a disminuir el potencial redox; sin embargo, se mantiene siempre por encima del valor de 0 mV, lo que significa que se está en el límite de que las condiciones sean de anaerobiosis estricta.

☞ En cuanto a las muestras de 15 y 10 °C, cabe decir que son las que se ven menos afectadas por el mayor contenido en agua del suelo. Los valores de **Eh** varían poco en el caso de la muestra de 15 °C y a partir del día 15 hasta el final de la incubación se mantiene en condiciones suaves de anaerobiosis facultativa, ya que sus valores de **Eh** no son inferiores a los 388 mV. La muestra incubada a 10 °C mantiene, a lo largo de los 43 días de incubación, los valores de **Eh** siempre por encima de 450 mV, es decir, sus condiciones ambientales son de aerobiosis.

Como resumen se puede decir que en el suelo Prado con un contenido de humedad del 160% de la capacidad de campo, a medida que la temperatura es más elevada los procesos edáficos globales determinan condiciones de anaerobiosis facultativa de forma más rápida, es decir, en poco tiempo y a temperaturas superiores a 20 °C, estas condiciones llegan a ser de anaerobiosis estrictas.

La excepción comentada para la muestra de 35 °C, teniendo en cuenta los datos obtenidos y a la vista de la representación gráfica, podría ser explicada por el razonamiento expresado anteriormente para el suelo Robledal bajo condiciones de 160% de humedad y 35 °C. Esto es, a esta temperatura la reducción del medio edáfico se debió producir rápidamente, tal vez en las primeras 24 ó 48 horas de incubación, pudiendo alcanzar valores de **Eh** negativos y por consiguiente condiciones de anaerobiosis estricta. Si sucediese de este modo, los valores de **Eh** correspondientes al momento en que eran negativos no fueron determinados y el dato obtenido el día cuatro de incubación reflejaría la situación de recuperación y estabilización del suelo bajo condiciones anaeróbicas facultativas.

5.8.3.3. Relación **Eh/pH**

De la observación de la secuencia de gráficas en las que se representan los valores de **Eh** frente a los de pH para las muestras del suelo Prado al 100% de la capacidad de campo incubadas durante 42 días y el diagrama de equilibrio entre las formas de CH₄ y CO₂, obtenido para las diferentes temperaturas de incubación (Figura 5.85), se puede decir que, con gran diferencia, la forma de gas estable es la de CO₂ para todos los casos estudiados, por lo que se puede interpretar que la respiración aeróbica se desarrolla

normalmente en todas las condiciones experimentadas, en este caso esto es, para el suelo a humedad de capacidad de campo sometido a incubación a las temperaturas de 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C.

Por otra parte, no fueron observados o detectados indicios tales como olores, abombamientos de los botes o colores que indujeran a pensar en otros procesos distintos a los que se puedan dar en el suelo bajo condiciones aeróbicas a lo largo de las incubaciones realizadas.

La secuencia de las gráficas obtenidas para el suelo Prado en condiciones de encharcamiento al 160% c.c. manifiesta que el contenido en humedad de las muestras determina un comportamiento distinto, ya que en comparación con lo que sucedió para el suelo al 100% de capacidad de campo se produce un desplazamiento de la forma gaseosa estable del carbono hacia el CH₄, desplazamiento que es cada vez más brusco en los días iniciales de la incubación y cuanto mayor es la temperatura de incubación (Figura 5.86).

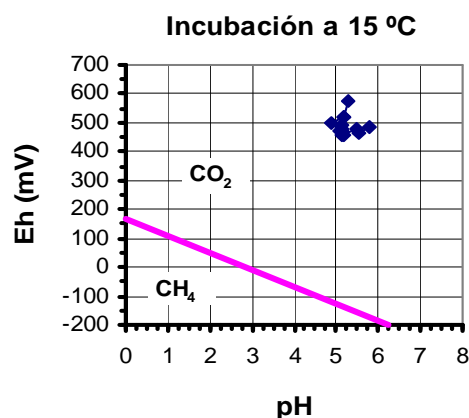
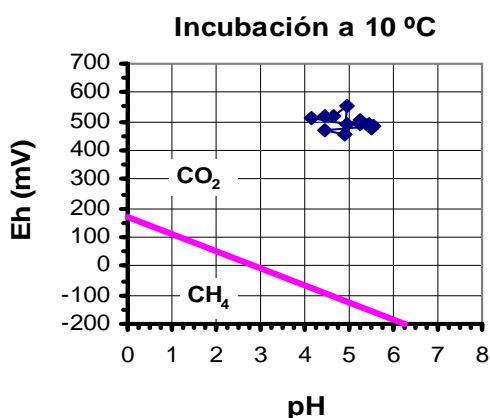
Este desplazamiento hacia la forma de CH₄ es notorio a partir de la temperatura de 20 °C. Como se puede observar en la serie de diagramas correspondientes a las temperaturas superiores a 15 °C, ya que a medida que la temperatura aumenta los valores del potencial redox del suelo se acercan más rápidamente a la proximidad de 0 mV y a valores negativos del mismo, es decir, a valores que indican que puede tener lugar el proceso metanogénico. Así, en la gráfica correspondiente a la temperatura de 20 °C (Figura 5.86) antes del valor de 100 mV se pueden contabilizar 8 marcadores de datos de potencial y en el caso de 35 °C sólo 1 marcador, frente a los 3 marcadores de la temperatura de 30 °C. De igual modo se refleja que posteriormente para las temperaturas de 25 y 30 °C se produce un desplazamiento hacia valores negativos, mientras que no sucede lo mismo a la temperatura de 35 °C.

Ante estos resultados se hace necesaria una mención aparte para la muestra incubada a 35 °C, ya que su evolución es distinta a la de las demás muestras pues, si bien inicialmente presenta un descenso muy brusco de la forma de CO₂ hacia la forma de CH₄ (obsérvese en la figura 5.86 el trazado de la curva entre los dos primeros puntos de la gráfica de la incubación de 35 °C), no mantiene este comportamiento a lo largo del tiempo como, en cambio, sí lo hacen las demás muestras. En este caso, la tendencia del desplazamiento se invierte hacia la forma de CO₂ muy tempranamente. No obstante este hecho emerge, aunque de forma somera, en las muestras incubadas a las temperaturas de 25 y 30 °C hacia el final de la incubación, no sucediendo así en las de temperaturas inferiores.

Además, a pesar de que los valores del potencial redox del suelo incubado a 35 °C son más elevados que los de las temperaturas de 30 y 25 °C, en el seguimiento de la incubación se detectaron durante los 10 primeros días intensos olores característicos de ambientes muy reducidos (así consta en las anotaciones del cuaderno de notas experimentales), y entre ellos el característico olor que identifica al sulfhídrico. Por ello,

cabe la sospecha de que en los primeros días en la incubación a 35 °C el suelo estuvo bajo condiciones muy reductoras pudiendo tener lugar la metanogénesis.

Todo lo expuesto parece indicar que una vez que el suelo alcanza una situación muy reductora, es capaz de reaccionar para recuperarse y llega a estabilizarse en condiciones de anaerobiosis facultativa, en las cuales se pueden producir reacciones de respiración anaeróbica que proporcionen mayor rendimiento energético. Siendo así, y como ya se indicó en el suelo Robledal, a la temperatura de 35 °C se alcanzaría dicha situación límite (anaerobiosis estricta) muy rápidamente, por lo que en el día 4 de incubación el suelo se hallaría ya en fase de recuperación y en los días siguientes en fase de estabilización; por consiguiente, no se podría detectar la fase de anaerobiosis estricta.



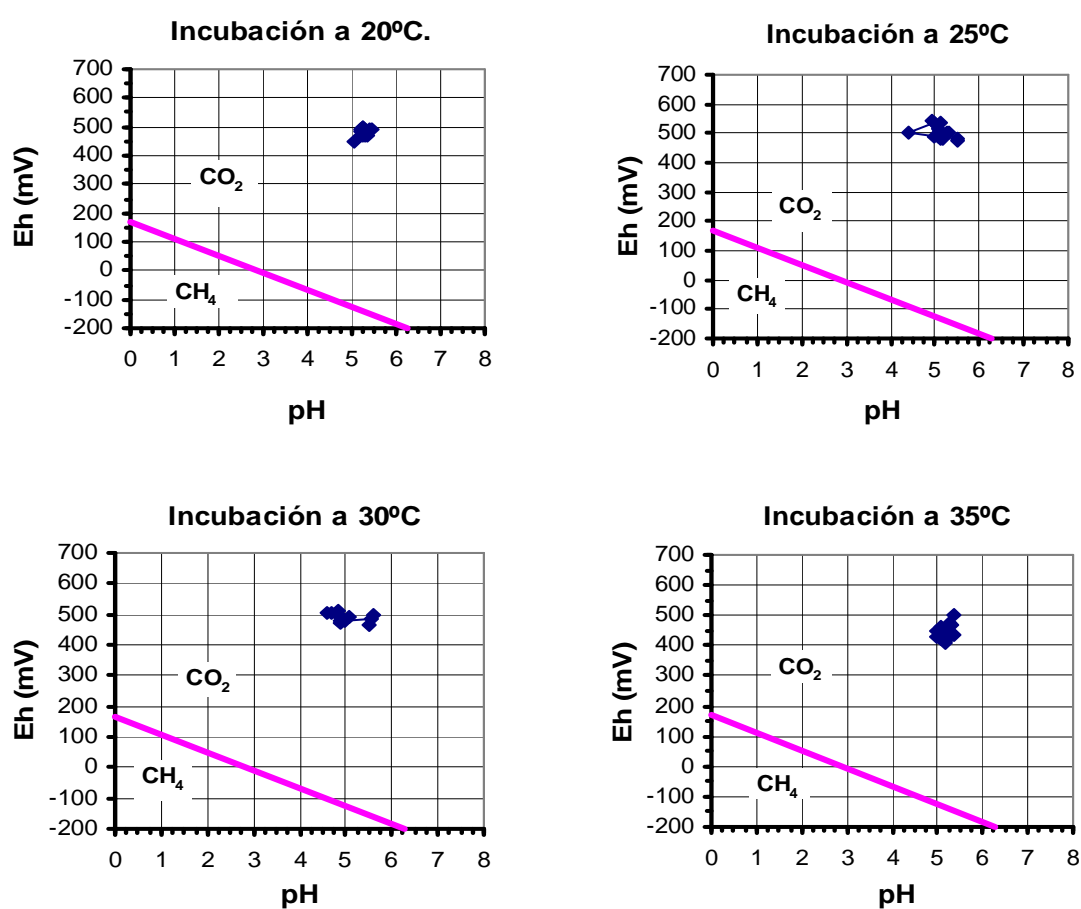


Figura 5.85.- Suelo Prado: diagramas *Eh*-pH para especies del carbono a 100% c.c. y a las distintas temperaturas de incubación.

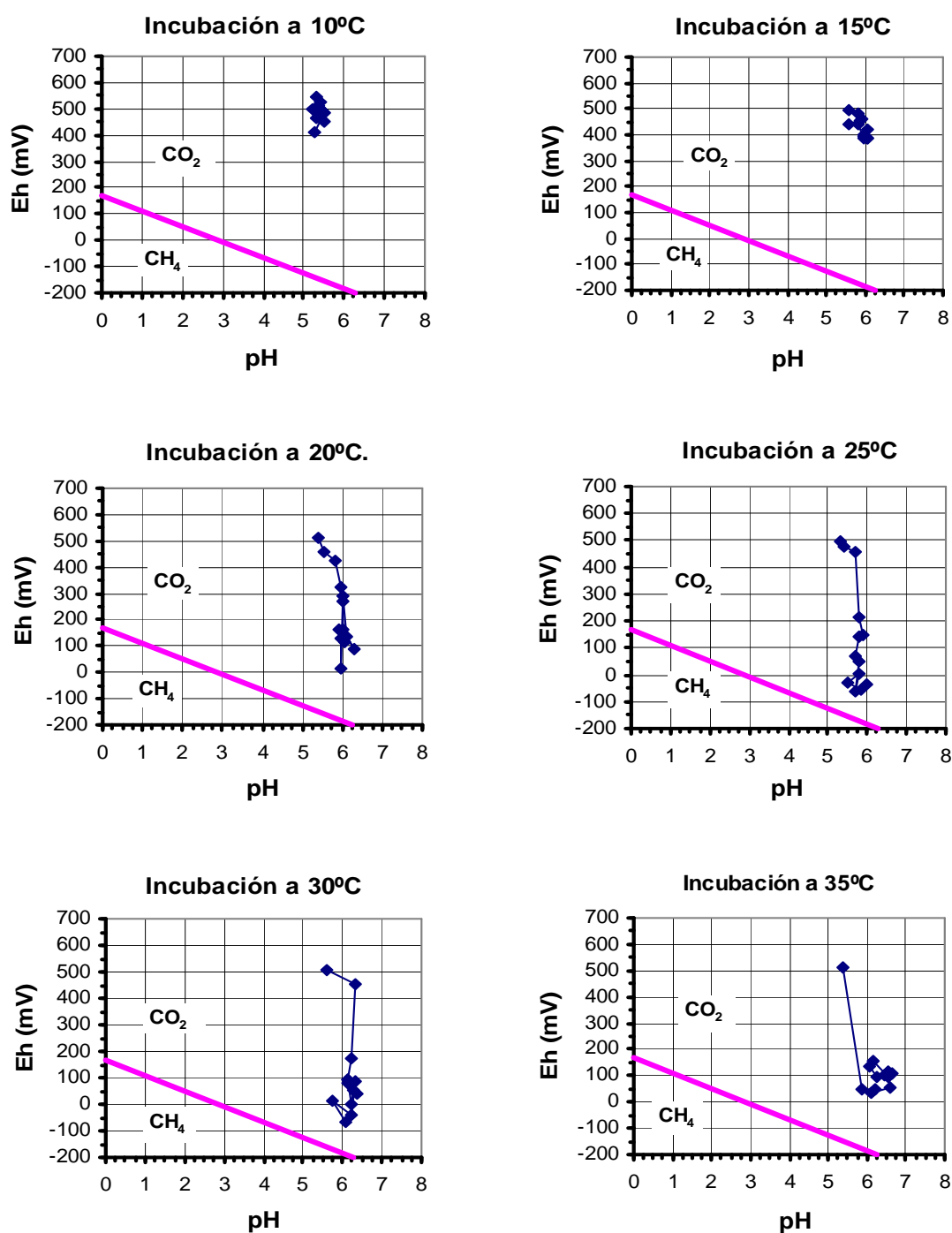


Figura 5.86.- Suelo Prado: diagramas Eh -pH para especies del carbono a 160% c.c. y a las distintas temperaturas de incubación.

5.8.3.4. Velocidad de respiración

En la tabla 5.56 se muestran los valores de CO₂ emitidos durante 1 día de incubación (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) por el suelo Prado al 100% c.c. a las distintas temperaturas de ensayo a lo largo de los 43 días de incubación.

Tabla 5.56.- Suelo Prado: velocidades de respiración (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) obtenidas para las incubaciones realizadas a 100% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Días de incubación												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
10	9	8	9	7	6	6	5	10	10	5	5	8	5
15	39	13	10	12	11	12	9	8	8	11	12	11	7
20	35	27	23	27	22	16	16	17	20	14	14	13	12
30	49	40	36	38	33	33	30	34	34	20	24	21	11
35	90	71	81	105	58	48	40	37	37	38	34	26	25

En la gráfica de la figura 5.87 se muestran estos mismos valores a fin de ver con más detalle su evolución durante la incubación. En ella se puede observar como la temperatura hace que la evolución de la respiración sea diferente entre las muestras experimentales.

Destaca de entre todas las demás la muestra incubada a 35 °C, que a las 24 horas de incubación la cantidad de CO₂ emitido prácticamente es el doble que la emitida a 30 °C y a las 48 horas, al igual que a las demás temperaturas se produce un fuerte descenso de la emisión (“pico descendente”). Sin embargo, durante los días 3 y 4 en vez de disminuir, como en las demás temperaturas, se produce un fuerte incremento de la emisión de CO₂ (“pico ascendente”) y llega a emitir, otra vez, más del doble de CO₂ que la muestra incubada a 30 °C, de modo que el día 4 emite 105 mg de CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹, mientras que la de 30 °C tan solo emite 38 mg de CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹. Pero, a partir del día 4 se produce una regresión muy acusada de la respiración, de tal modo que en el día 7 la emisión se reduce prácticamente a la mitad de la del día 4 y el día 10 casi emite la misma cantidad de CO₂ que la muestra incubada a 30 °C (37 mg la de 35 °C y 34 mg la de 30 °C). En este día 10 se inicia un período de estabilización de la actividad respiratoria que dura hasta el día 29, con valores de CO₂ emitido que se aproximan a los obtenidos a la temperatura de 30 °C, aunque se mantienen siempre por encima de los obtenidos a la temperatura inferior. A partir del día 29 se inicia un nuevo período al disminuir la emisión de CO₂ hasta el final de la incubación.

La evolución del resto de las muestras se adapta, *grosso modo*, a un comportamiento esperado, de tal forma que emiten más CO₂ según un gradiente térmico de incubación positivo. En todas se observa, aunque de forma menos notoria, una pauta semejante a la de la muestra incubada a 35 °C, es decir, en todas las muestras a las 48 horas de incubación hay un “pico descendente” en la emisión de CO₂, pero posteriormente no se produce el fuerte “pico ascendente” observado en la muestra de 35 °C, sino que hasta el día

9 la emisión de CO₂ sigue descendiendo en las muestras incubadas a 30 y 20 °C, siendo este hecho más patente cuanto mayor es la temperatura de incubación. Las muestras incubadas a 20 °C después de disminuir de forma paulatina su emisión de CO₂ hasta el día 9, reactivan dicha emisión en el día 15 y vuelve a disminuir en el día 22, manteniendo este nivel de emisión hasta el final de la incubación, es decir, se estabilizan prácticamente a partir del día 22. En el caso de las incubadas a 30 °C durante los 9 primeros días, también, experimentan la disminución en la emisión de CO₂, pero aumenta ligeramente en los días 10 y 15, vuelven a experimentar un descenso importante en el día 22 oscilando hasta el día 36 y vuelve a disminuir en el día 43.

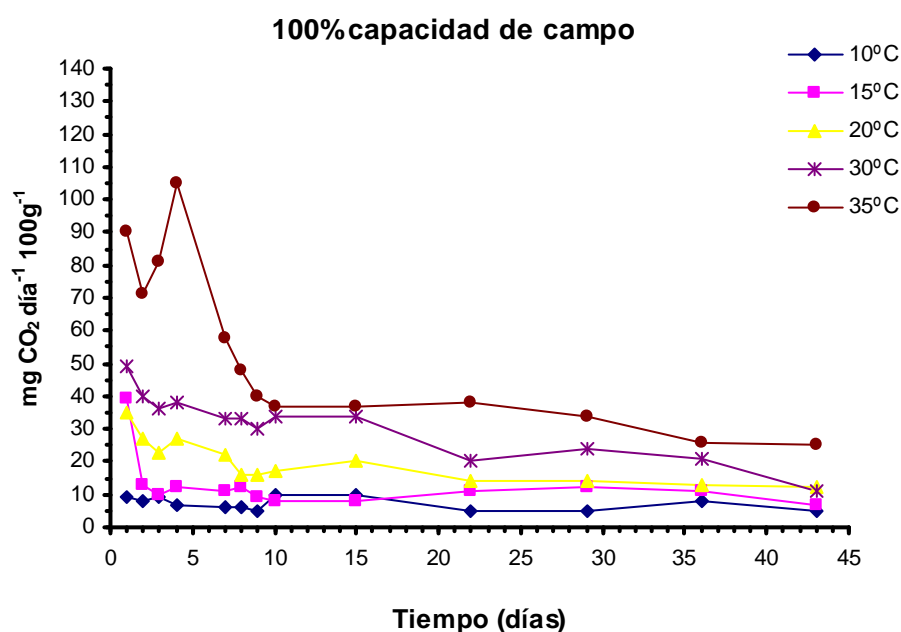


Figura 5.87.- Suelo Prado: evolución de la velocidad de respiración a 100% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

Como resumen se podría decir que el suelo Prado a humedad de capacidad de campo, inicialmente incrementa su actividad respiratoria a medida que aumenta la temperatura, pero tal comportamiento no se mantiene durante mucho tiempo, sino que la respiración se estabiliza, haciéndolo antes las muestras sometidas a temperaturas más bajas (10 y 15 °C). Además, la temperatura de 35 °C determina, en los primeros días de incubación, un fuerte incremento de la emisión de CO₂.

Si se comparan los resultados obtenidos para el suelo Prado al 160% c.c. (Figura 5.88, Tabla 5.57) con los obtenidos en la incubación del suelo al 100% c.c., anteriormente comentada (Figura 5.87, Tabla 5.56), se pone de manifiesto que las curvas tienen un trazado muy diferente, circunstancia que lleva a sospechar que el contenido en humedad del suelo (100% ó 160% de la c.c.) es el principal responsable del cambio producido en el comportamiento de las distintas muestras.

En la gráfica de la figura 5.88 se pueden diferenciar tres comportamientos para las muestras del suelo Prado incubadas a 160% c.c. de humedad. Por un lado las muestras incubadas a 10, 15 y 20 °C. Y por otro lado las incubadas a 30 y 35 °C, ya que cada una de ellas, tiene un comportamiento diferente.

Tabla 5.57.- Suelo Prado: velocidades de respiración ($\text{mg CO}_2 \text{ día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$) obtenidas para las incubaciones realizadas a 160% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Días de incubación												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
10	12	9	9	7	6	7	7	9	17	6	9	12	13
15	28	18	11	15	17	14	12	9	19	20	21	20	16
20	31	21	19	21	18	15	13	14	31	32	30	31	31
30	43	48	41	34	29	26	28	43	43	67	60	53	25
35	83	50	56	58	51	38	38	39	39	118	71	76	45

Las muestras de 30 y 35 °C son las que presentan el comportamiento más divergente en relación a las demás muestras y de estas dos sobresale, por su evolución, la muestra incubada a 35 °C, por lo que se hace necesario un comentario detallado de la misma. Dicha muestra a las 24 horas de incubación tiene niveles de emisión de CO_2 ($83 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$) que podrían ser equiparables a los emitidos por el suelo a capacidad de campo a esta temperatura y que eran $90 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$. Al ser sometida a otras 24 horas de incubación manifiesta, al igual que a capacidad de campo, un fuerte descenso en la emisión de gas CO_2 , “pico descendente” que es aún más acusado que al 100% c.c. de humedad, como lo demuestran los valores obtenidos: $50 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a 160% y $71 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a 100% c.c. de humedad. De igual manera y de forma cualitativa, al tercer y cuarto días remonta de forma progresiva la emisión de CO_2 ; sin embargo, emite prácticamente la mitad que a capacidad de campo ($58 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$, día 4 y 160% c.c. de humedad; $105 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$, día 4 y 100% c.c. de humedad). No obstante, tres días más tarde o, dicho de otro modo, a la semana de incubación, la emisión de CO_2 es casi igual en las muestras de las dos humedades, aunque sigue emitiendo más CO_2 la muestra con humedad de capacidad de campo ($51 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a 160% y $58 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a 100% c.c.). Por lo tanto, no se registra la fuerte reducción de la emisión de CO_2 observada al 100% de humedad. La misma tendencia a disminuir se mantiene el día 8 de incubación, pero este día marca el inicio de un período de estabilización para la muestra de 160% de humedad que dura hasta el día 15, mientras que en la muestra con humedad de capacidad de campo disminuye hasta el día 10, fecha en la que se inicia su período de estabilización que durará hasta el día 29 de incubación; ha de advertirse que, en ambos casos, hay una emisión de CO_2 semejante, cuando se inicia dicho período de estabilización: de $38 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a 160% de humedad y de $37 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ a capacidad de campo (100% c.c.).

Ahora bien, además de lo anteriormente expuesto, sobresale la evolución de la muestra de 160% de humedad sometida a 35 °C a partir del día 15 de incubación, debido a

que se determinan $118 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ de CO_2 emitidos el día 22, lo que implica una reactivación de los procesos que conllevan el desprendimiento de este gas. Dichos procesos edáficos tienen lugar a pH 6,64 y a Eh 108 mV, valores que en relación a los de partida, determinan una reducción del medio y condiciones de anaerobiosis facultativa. Este “pico ascendente” tan acusado está ausente en la humedad inferior de 100% c.c. Además al cabo de una semana la emisión de CO_2 cae a $71 \text{ mg día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$ en la muestra al 160% c.c., tendencia que continúa hasta el final de la incubación, en donde llega a ser de $45 \text{ mg de CO}_2 \text{ al día por cada } 100 \text{ gramos de suelo}$; esta cantidad es superior a la emitida por la muestra al 100% c.c. de humedad, que termina el período de incubación con una emisión de $25 \text{ mg CO}_2 \text{ día}^{-1} 100 \text{ g}^{-1}$.

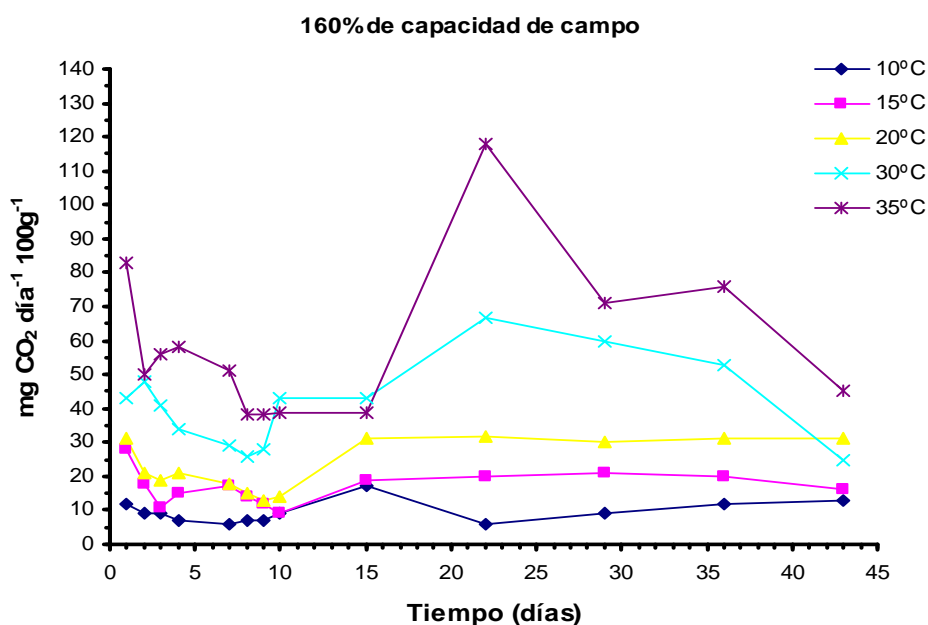


Figura 5.88.- Suelo Prado: evolución de la velocidad de respiración a 160% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

Teniendo en cuenta todo lo expuesto, se puede indicar que la evolución de la respiración se realiza de forma inversa para ambas humedades (160% y 100% c.c.) a esta temperatura de 35 °C, ya que inicialmente emite más CO_2 la muestra a capacidad de campo (E_{100}) y a partir del día 9 de incubación emite más la muestra a 160% de c.c. (E_{160}); tales diferencias ($\Delta E = E_{160} - E_{100}$) se reflejan en la tabla 5.58.

Si se considera la evolución de la muestra con humedad de 160% incubada a 30 °C, se puede generalizar (Figura 5.88) que la curva correspondiente sigue un trazado paralelo a la de 35 °C con la misma humedad, si bien se observan pequeñas diferencias:

☞ La cantidad de CO_2 emitido por la muestra incubada a 30 °C es casi siempre inferior a la de 35 °C y en algunos casos existe una gran diferencia entre ambas, sobre todo a partir del día 15 de incubación.

☞ Las intensas reactivaciones de los procesos que conllevan la emisión de gas CO₂, se producen en los mismos períodos o fechas que las descritas para la muestra incubada a 35 °C. Sin embargo, en la muestra de 30 °C se registra antes la primera reactivación de la emisión de CO₂, ya que se detecta a las 24 horas de incubación; luego disminuye hasta el día 9, se reactiva el día 10 y se estabiliza hasta el día 15.

Tabla 5.58.- Suelo Prado: diferencias entre las emisiones de CO₂ del suelo humectado a 100% y 160% de la capacidad de campo incubado a la temperatura de 35 °C.

Emisión	Días de incubación												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
E₁₆₀	83	50	56	58	51	38	38	39	39	118	71	76	45
E₁₀₀	90	71	81	105	58	48	40	37	37	38	34	26	25
ΔE	-7	-21	-25	-47	-7	-10	-2	+2	+2	+80	+37	+50	+20

E₁₆₀: emisión de CO₂ por el suelo al 160% de la capacidad de campo.

E₁₀₀: emisión de CO₂ por el suelo a capacidad de campo.

ΔE: diferencia de emisión entre las muestras al 160 y 100% c.c.

Si se compara la evolución de la emisión de CO₂ de las muestras incubadas a 30 °C con contenidos en humedad de 100% y 160% de capacidad de campo (Tablas: 5.56 y 5.57; Figuras: 5.87 y 5.88), se puede observar que, en ambos casos, inicialmente la cantidad de CO₂ desprendida es similar, ya que desciende de forma paulatina hasta el día 9, aumenta (en mayor medida en la muestra de 160% c.c.) el día 10 y se estabiliza hasta el día 15 de incubación. A partir del día 15 se inicia una evolución divergente en la emisión de CO₂ de ambas muestras; así, se observa que la muestra de 160% c.c. disminuye su emisión de CO₂ en las semanas siguientes de incubación mientras que la de 100% c.c. la aumenta. No obstante, en ambos casos al final de la incubación hay un descenso acusado de dicha emisión, si bien la muestra de 160% emite el doble de mg de CO₂ día⁻¹100 g⁻¹ que la de 100% c.c. (25 frente a 11 mg día⁻¹100 g⁻¹).

La muestra incubada a 20 °C no muestra ningún “pico de variación” en la emisión de CO₂ a partir del día 15, por lo que se puede decir que se estabiliza. Ahora bien, al igual que en las demás muestras, durante los primeros 15 días se observan pautas variables. Así, a las 24 horas de incubación emite tanto CO₂ como las muestras incubadas a 15 °C y, al igual que ellas, durante las 48 horas siguientes la cantidad de CO₂ desprendida disminuye, pero a continuación prácticamente se estabiliza hasta el día 10, fecha en la se produce un “pico de reactivación” en la emisión de CO₂, hasta su estabilización definitiva en el día 15.

La evolución de la muestra incubada a 15 °C es muy similar a la de 20 °C, ya que se estabiliza el día 15 y termina disminuyendo su emisión de CO₂ la última semana de incubación al igual que sucede las demás muestras, excepto las incubadas a 20 y a 10 °C.

Por lo que respecta a la muestra de 10 °C, durante los nueve primeros días de incubación disminuye de forma suave su emisión de CO₂; el día 9 dicha emisión experimenta una reactivación importante, mostrando un pico ascendente, mientras que el

día 22 disminuye y en la última semana de incubación se estabiliza como la muestra incubada a 20 °C.

Como comentario global se podría decir que, en principio, el diferente comportamiento observado entre las muestras del suelo Prado con una humedad de 160% c.c. son consecuencia lógica de la temperatura a la que han sido incubadas, pero la comparación con las muestras a la humedad de capacidad de campo lleva a pensar, que se deben más al efecto combinado de los dos factores estudiados, temperatura y humedad. Ello determina que los períodos de involución, estabilización y reactivación de las emisiones de CO₂ se manifiesten en fechas distintas, que duren más o menos y que su intensidad sea distinta, en cada una de las muestras estudiadas.

De igual manera, estos hechos llevan a pensar que la emisión de CO₂ debe de estar relacionada, no sólo con la actividad respiratoria aeróbica de la biomasa edáfica, sino también con otros procesos químicos que puedan tener lugar en este suelo, como procesos fermentativos que tuviesen lugar bajo condiciones anóxicas (respiración anaerobia) tales como la butírica, la alcohólica o la oxidación Destrückland, entre otras, las cuales liberan CO₂ al medio, o bien que el CH₄ producido por las bacterias metanogénicas al llegar a la superficie del suelo sea oxidado a CO₂ por las bacterias metanotrofas abundantes tanto en el suelo como en el agua. Estos procesos, teniendo en cuenta los resultados obtenidos en la experimentación realizada, serían la causa de los valores de *Eh* obtenidos y del aumento y descenso posterior de la emisión de CO₂ del suelo, observados en las incubaciones realizadas a 30 y 35 °C. Si fuese de este modo, cabría pensar que las fluctuaciones de la emisión de CO₂ se deberían a las adaptaciones, sustituciones y estabilizaciones de las comunidades biológicas presentes, a las condiciones del medio edáfico a lo largo del tiempo, ya que la humedad provoca una reorganización de la microflora del suelo (M.Bonneau, B.Souchier, 1979).

Dicho lo anterior, cabe resaltar que todas las muestras emiten más cantidad de CO₂/día a esta humedad de 160% que a 100% c.c., siendo las condiciones edáficas para las muestras incubadas a 10 °C de aerobiosis durante toda la incubación; a las temperaturas de 15 y 20 °C se dan condiciones de anaerobiosis facultativa, que en el caso de la muestra incubada a 20 °C se manifiestan de forma precoz. En el caso de las muestras incubadas a 25 °C, a partir de la tercera semana de incubación las condiciones son de anaerobiosis estricta, mientras que en las muestras a 100% c.c. son aeróbicas y la cantidad emitida de CO₂ es menor, 4 mg día⁻¹100 g⁻¹ frente a 22 mg día⁻¹ 100 g⁻¹ a 160 % de capacidad de campo.

Lo mismo se podría decir para la muestra incubada a 30 °C, ya que en condiciones de anaerobiosis estricta emite 25 mg de CO₂ día⁻¹100 g⁻¹, sin embargo a 100% c.c. y en condiciones aeróbicas sólo emite 11 mg día⁻¹100 g⁻¹. Los datos obtenidos para las muestras de 35 °C indican el mismo comportamiento, ya que su emisión es de 45 mg de CO₂ día⁻¹100 g⁻¹ a 160% frente a los 25 mg día⁻¹100 g⁻¹ a 100% c.c. Y, sin embargo, las condiciones de estas muestras son de anaerobiosis facultativa a lo largo de toda la

incubación y el pH del suelo es el mayor de todos, por lo que probablemente se deben producir procesos respiratorios distintos a los meramente aeróbicos, tales como los referidos anteriormente, en este ambiente encharcado y a 35 °C.

5.8.4. Suelo Cultivo-patata

5.8.4.1. Variación del pH

Al analizar la tabla 5.59 se puede decir, en general, que las variaciones de los valores de pH observados al 100% de la humedad de capacidad de campo en todas las muestras del suelo incubadas a las diferentes temperaturas de ensayo son muy pequeñas, ya que el valor mínimo es 4,15 obtenido a los 43 días para la incubación de 30 °C y el máximo es 4,96 que se obtuvo a los 43 días para la incubación de 15 °C. Para todas las temperaturas los valores oscilan, pero en ninguna de ellas es menor de 4 ni mayor de 5. Por lo que se podría concluir que las condiciones de acidez del suelo humectado a capacidad de campo, prácticamente, no se ven afectadas por la temperatura y el tiempo de incubación. La representación gráfica (Figura 5.89) de los valores de pH proporciona una visualización más rápida de la evolución del mismo a lo largo de las incubaciones realizadas a las distintas temperaturas, en ella se puede observar como las curvas ondulantes están comprendidas entre los valores de pH de 4 y 5.

La evolución del pH del suelo cuando el contenido de agua es del 120% c.c. a lo largo del período de incubación es similar a la observada en las muestras a capacidad de campo, por lo que igualmente son poco significativas las variaciones para todas las temperaturas ensayadas (Tabla 5.59).

La similitud en el comportamiento del pH de las muestras con contenidos de humedad diferentes (100% y 120% c.c.) incubadas a la misma temperatura, se pone de manifiesto, por ejemplo, en que a 30 °C a los 22 días de incubación se registra el mismo valor de pH (4,94) para las muestras de 100 y 120% c.c. de humedad; y también en que coinciden los valores mínimos y máximos de pH en los mismos días que, por ejemplo, a 15 °C el valor mínimo de pH para ambas humedades se obtiene a los 32 días de incubación y el valor máximo a los 43 días. Estos comportamientos se ponen de manifiesto en la gráfica correspondiente a los valores de pH obtenidos a esta humedad (120% c.c.), la cual es muy similar a la elaborada con los datos obtenidos para la humedad anterior (Figuras 5.90 y 5.89). Cabe pensar que estos hechos son debidos a la variación normal de las medidas y que el pH del suelo no se ve influenciado por estos contenidos de humedad a las temperaturas utilizadas en el ensayo.

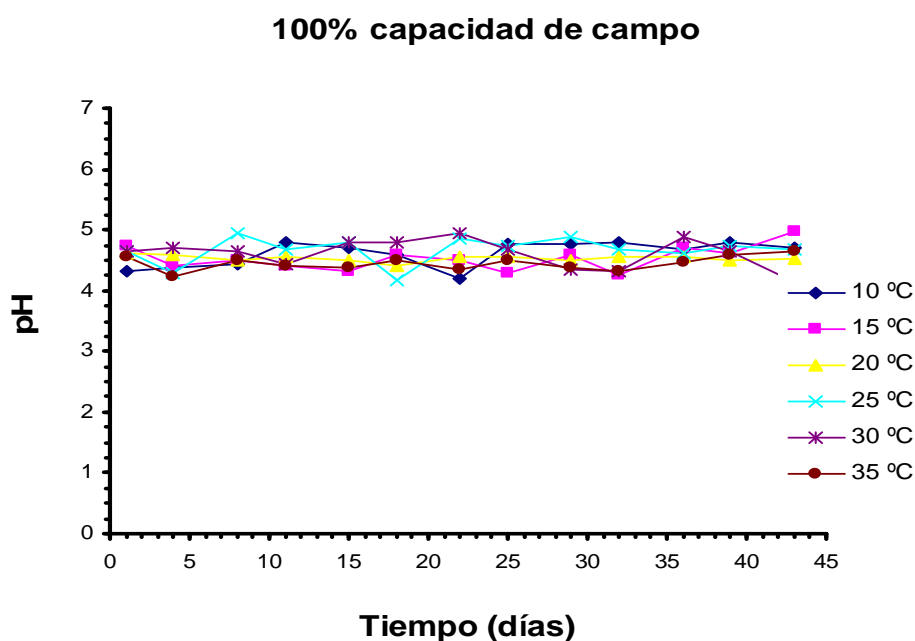


Figura 5.89.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 100% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

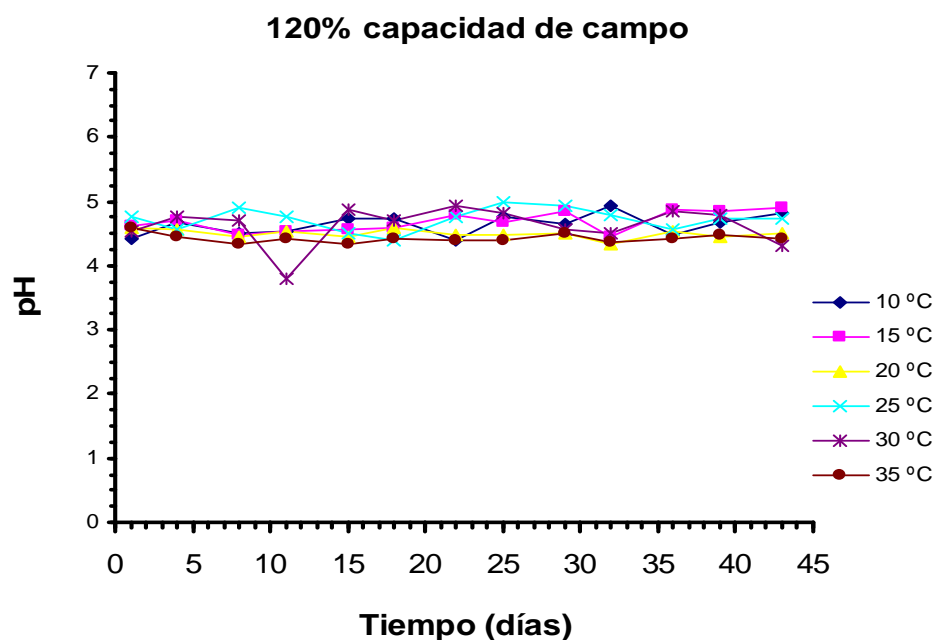


Figura 5.90.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 120% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

La gráfica obtenida al representar los datos de pH obtenidos para el suelo con humedad del 160% c.c., evidencia que en este caso la temperatura influye en el pH del suelo, ya que a las temperaturas de 30 y 35 °C los valores de pH aumentan alcanzando el

valor de 5,85 en las muestras incubadas a 35 °C, es decir, que en el suelo incubado a esta temperatura se desarrolla una tendencia hacia condiciones menos ácidas del medio edáfico (Figura 5.91).

En las muestras incubadas a una temperatura inferior a 30 °C la evolución del pH es similar a la comentada en los apartados anteriores para el suelo a humedades del 100% y 120% de capacidad de campo, es decir, los valores de pH presentan una oscilación que es poco acusada (Tabla 5.59).

En resumen, el pH del suelo Cultivo-patata apenas varía manteniéndose entre los valores de 4,5 y 5,5, aunque para las muestras con una humedad del 160% de la capacidad de campo e incubadas a 35 °C, el valor del pH aumenta y llega a ser 5,85.

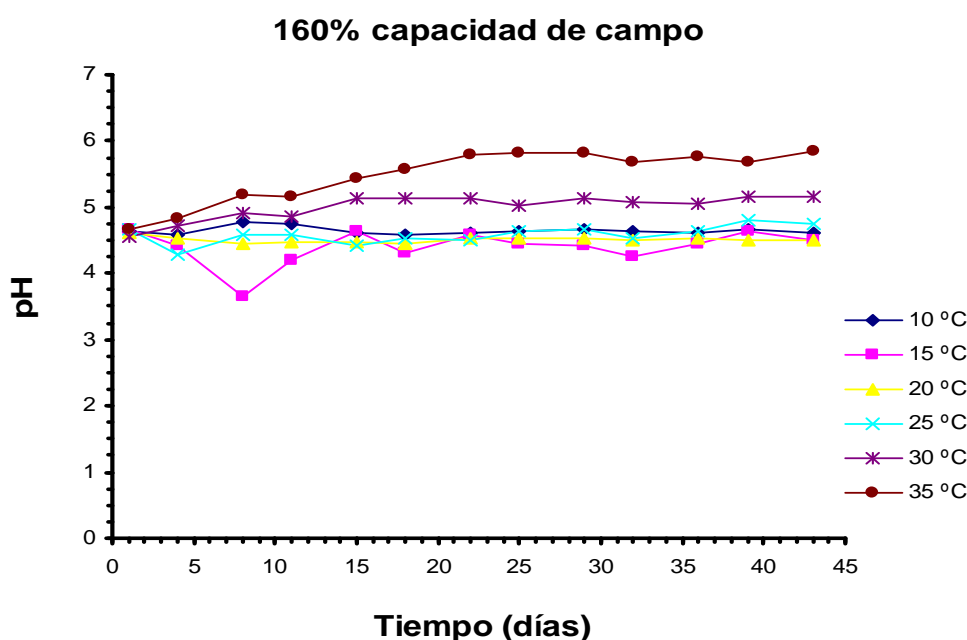


Figura 5.91.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del pH al 160% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

5.8.4.2. Variación del *Eh*

De los datos experimentales obtenidos para el suelo al 100% de la capacidad de campo e incubado a diferentes temperaturas (Tabla 5.59) se deduce que las condiciones redox del suelo de cultivo con este contenido de humedad no se ven muy afectadas por la temperatura, ya que las variaciones que se pueden observar no tienen relevancia.

Como se puede constatar en la figura 5.92, los valores del *Eh* de las muestras incubadas a las distintas temperaturas se mantienen siempre por encima de los 450 mV, de lo que se puede deducir que en las fases fluidas del medio edáfico hay el oxígeno necesario para el desarrollo de una biomasa aeróbica.

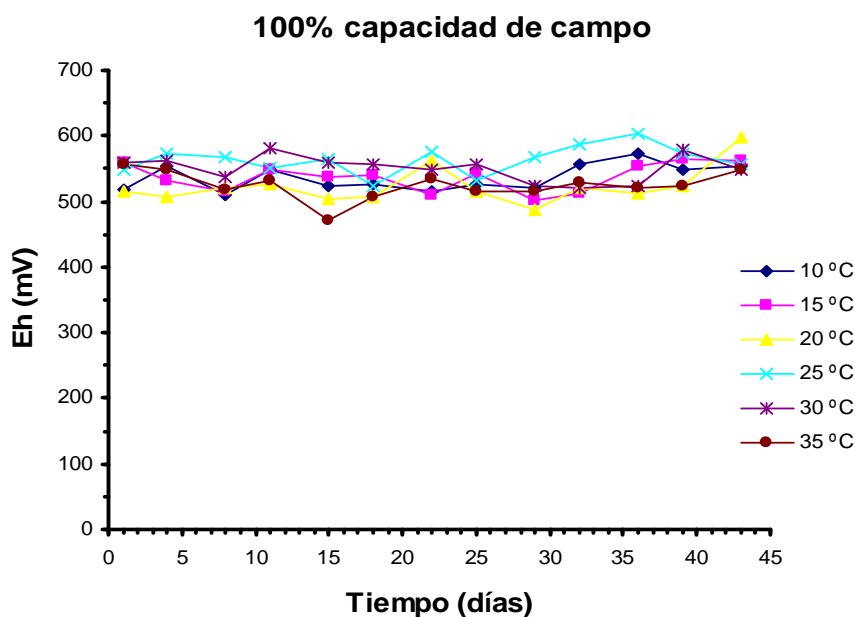


Figura 5.92.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del Eh al 100% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

La evolución del Eh en las muestras con un contenido del 120% c.c. de humedad e incubadas a las diferentes temperaturas, no manifiesta que el potencial redox del suelo se vea afectado por ninguno de los dos factores, humedad y temperatura, ya que los valores determinados (Tabla 5.59, Figura 5.93) son análogos a los obtenidos para el suelo incubado a la humedad de capacidad de campo (100%), y anteriormente comentados. Como se muestra en la gráfica de la figura 5.93 todos ellos son superiores a 450 mV lo que es índice de condiciones aeróbicas en las muestras del suelo, ambiente en el que se puede desarrollar una biota aeróbica sin limitaciones de oxígeno.

Para las muestras humectadas a 160% c.c., al igual que sucede para el pH, el potencial redox (Eh) del suelo se ve influenciado por el efecto combinado de altos contenidos de humedad con valores térmicos altos (30 y 35 °C), como así lo demuestran los valores mostrados en la tabla 5.59 y en la representación gráfica de los datos experimentales (Figura 5.94).

A la vista de los datos se puede decir que en las muestras incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C el valor del Eh es siempre más alto de 450 mV, por tanto el medio edáfico se mantiene en condiciones aeróbicas favoreciendo el metabolismo oxidativo. En cambio en las muestras incubadas a 30 y 35 °C se generan ambientes edáficos más reducidos en los que se pueden desarrollar microorganismos anaeróbicos facultativos, como se reflejan en los valores inferiores a 450 mV del Eh , aunque éstos nunca llegan a ser inferiores a 0 mV, en cuyo caso indicarían condiciones todavía más reductoras y sólo se podrían desarrollar microorganismos anaeróbicos estrictos.

Tabla 5.59.- Suelo Cultivo-patata: valores de *pH* y *Eh* determinados a todas las temperaturas de incubación para los niveles de humectación de 100%, 120% y 160% c.c.

Día	pH						Eh					
	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C
100% c.c.												
1	4,33	4,74	4,62	4,64	4,64	4,57	519	559	515	549	560	557
4	4,38	4,41	4,60	4,28	4,71	4,24	555	532	508	572	562	549
8	4,44	4,51	4,50	4,95	4,65	4,51	509	514	520	569	538	518
11	4,79	4,41	4,57	4,68	4,45	4,41	549	548	527	552	582	533
15	4,72	4,31	4,51	4,79	4,81	4,38	523	537	503	566	559	472
18	4,58	4,59	4,42	4,18	4,79	4,49	527	539	506	524	558	506
22	4,21	4,49	4,57	4,85	4,94	4,35	516	511	561	577	549	536
25	4,77	4,29	4,56	4,75	4,68	4,51	527	543	515	532	557	514
29	4,78	4,59	4,49	4,88	4,34	4,39	522	501	489	569	523	514
32	4,81	4,27	4,55	4,68	4,32	4,33	557	513	521	587	522	529
36	4,69	4,70	4,55	4,62	4,90	4,46	572	553	513	603	523	520
39	4,79	4,61	4,49	4,73	4,66	4,58	548	565	524	573	579	524
43	4,71	4,96	4,52	4,67	4,15	4,66	555	562	598	557	549	548
120% c.c.												
1	4,43	4,61	4,59	4,75	4,53	4,59	513	573	527	551	575	515
4	4,67	4,71	4,55	4,55	4,75	4,45	569	528	555	577	565	517
8	4,50	4,49	4,44	4,90	4,71	4,34	551	528	532	573	530	515
11	4,54	4,54	4,54	4,75	3,80	4,42	530	524	512	562	564	513
15	4,74	4,57	4,46	4,51	4,88	4,33	564	546	501	581	540	488
18	4,73	4,58	4,58	4,38	4,71	4,41	528	529	499	572	545	510
22	4,39	4,80	4,48	4,77	4,94	4,38	520	528	563	574	562	571
25	4,77	4,68	4,49	5,00	4,82	4,38	559	533	517	577	557	515
29	4,64	4,85	4,50	4,94	4,56	4,50	508	493	531	577	516	531
32	4,92	4,45	4,34	4,80	4,50	4,37	582	507	559	593	520	548
36	4,48	4,87	4,53	4,55	4,85	4,43	625	536	535	603	528	533
39	4,69	4,86	4,46	4,73	4,78	4,48	562	574	547	584	581	538
43	4,81	4,89	4,52	4,73	4,32	4,41	572	569	585	575	559	554
160% c.c.												
1	4,64	4,67	4,61	4,68	4,57	4,67	538	580	571	574	582	531
4	4,59	4,42	4,52	4,29	4,73	4,84	585	526	517	563	518	460
8	4,79	3,65	4,46	4,59	4,90	5,19	567	535	531	572	523	357
11	4,74	4,20	4,48	4,59	4,86	5,17	536	558	512	557	550	297
15	4,62	4,63	4,47	4,41	5,12	5,44	582	563	509	578	430	216
18	4,59	4,32	4,44	4,53	5,14	5,58	529	484	531	558	420	59
22	4,61	4,58	4,53	4,50	5,14	5,80	563	571	569	565	405	45
25	4,65	4,45	4,52	4,64	5,02	5,82	581	551	523	558	400	30
29	4,68	4,41	4,54	4,66	5,14	5,81	563	525	521	572	350	56
32	4,63	4,26	4,49	4,54	5,09	5,68	593	538	553	576	396	38
36	4,62	4,45	4,54	4,65	5,06	5,77	616	590	533	574	404	120
39	4,67	4,63	4,49	4,80	5,17	5,67	571	608	539	561	566	163
43	4,60	4,51	4,50	4,74	5,16	5,85	587	608	570	570	545	155

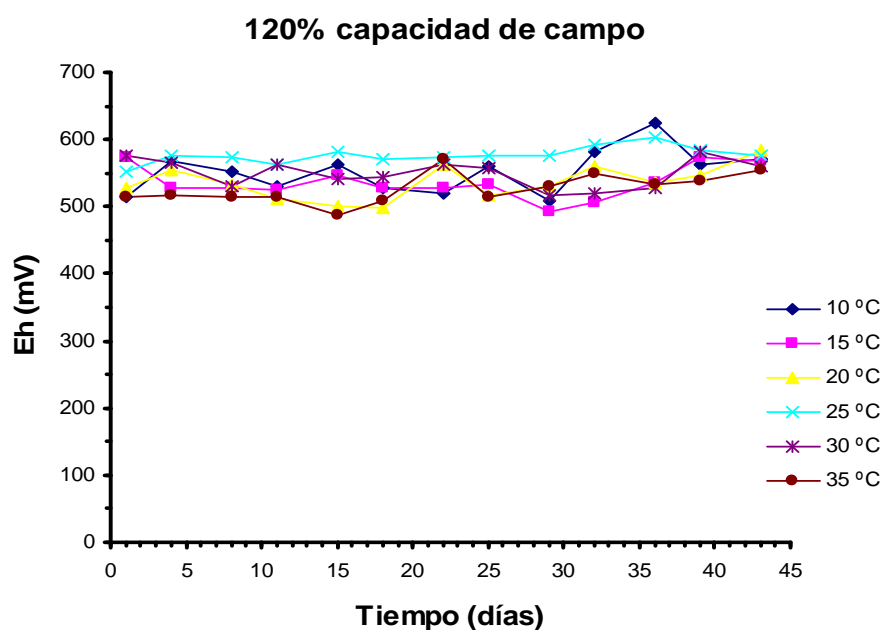


Figura 5.93.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 120% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

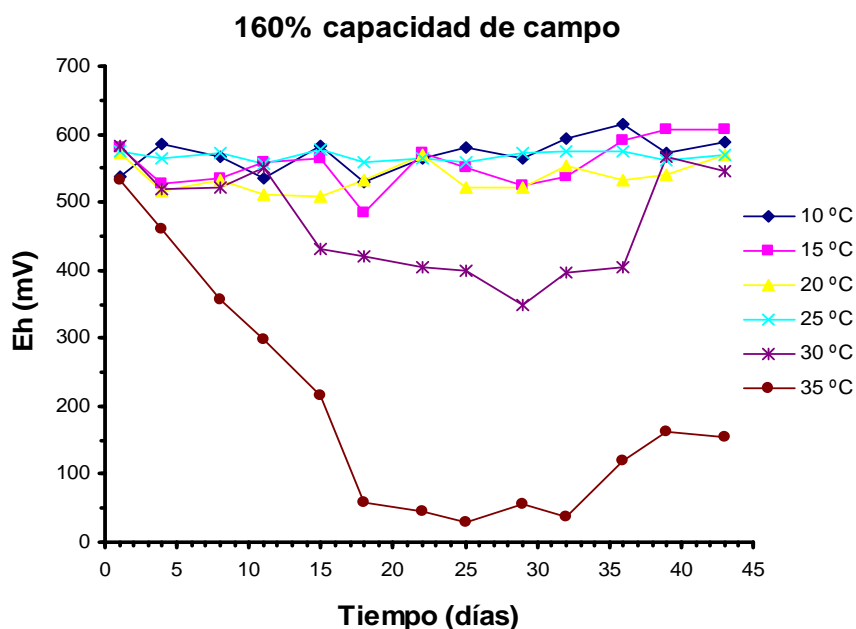


Figura 5.94.- Suelo Cultivo-patata: evolución a lo largo del tiempo de incubación del *Eh* al 160% c.c. para todas las temperaturas de incubación.

Además, de los resultados obtenidos para las muestras incubadas a las temperaturas de 30 y 35 °C se diferencian en cuanto al efecto de la tercera variable, la del tiempo de incubación, ya que a 30 °C se produce el cambio de las condiciones oxidantes del suelo a

condiciones reductoras al cabo de 15 días de incubación, mientras que a 35 °C este proceso es mucho más rápido, pues al cuarto día de incubación ya se produce un valor del **Eh** de 460 mV (Tabla 5.59).

También resulta interesante observar que el potencial redox (**Eh**), no se modifica con la misma intensidad en las muestras incubadas a 30 °C y en las incubadas a 35 °C, siendo la variación más intensa en estas últimas. En las muestras de 30 °C el valor más bajo del **Eh** es 350 mV, a los 29 días de incubación y a partir de este día los valores del **Eh** se incrementan, de tal forma que en los días finales de la incubación son superiores a los 450 mV.

Sin embargo, en las muestras incubadas a 35 °C al cuarto día se determina un valor de 460 mV y en el día octavo de 357 mV, valor que sigue disminuyendo en los días sucesivos hasta alcanzar los 30 mV en el día 22. Al igual que a 30 °C, se observa que en los últimos días de la incubación los valores del **Eh** aumentan de nuevo hasta los 163 - 155 mV, valores aún bastante alejados de los 300 - 450 mV que establecen el límite entre el desarrollo de un metabolismo aeróbico o anaeróbico facultativo.

Por tanto, se puede decir que bajo condiciones de humedad elevada y temperaturas cálidas, de 30 y 35 °C, el suelo Cultivo-patata evoluciona de condiciones aeróbicas u oxidativas a reductoras suaves que permiten el desarrollo de la biomasa anaeróbica facultativa, pero no llega nunca a generar un medio edáfico tan reductor que sólo permita el crecimiento de microorganismos anaeróbicos estrictos. Esta evolución es, tanto más rápida cuanto más alta es la temperatura.

No obstante, teniendo en cuenta los datos experimentales, el cambio a condiciones reductoras suaves a 30 °C es totalmente reversible en el tiempo a las de aerobiosis de partida, mientras que a 35 °C este proceso de reversibilidad es más lento y no se llega a completar en el tiempo de incubación, manifestándose solamente una tendencia hacia condiciones reductoras más suaves, tal como lo indican los valores del **Eh** determinados (por ejemplo del valor de 38 mV determinado el día 32 se pasa a 120 mV del día 36 de incubación). La incubación a 35 °C termina con valores del **Eh** de 155 mV, relacionado con condiciones anaeróbicas facultativas, planteándose la tesitura de si seguiría evolucionando de la misma manera hasta alcanzar valores de condiciones de aerobiosis o, por el contrario, se mantendría en los valores característicos de anaerobiosis facultativa.

En cualquier caso, las condiciones anaeróbicas se suavizan con el tiempo en las incubaciones a ambas temperaturas, 30 y 35 °C, hecho que hace sospechar la presencia en el medio edáfico de nuevos aceptores de electrones que, tal vez, hayan surgido de procesos fermentativos desarrollados en el medio anaeróbico.

5.8.4.3. Relación **Eh**/pH

En el suelo de cultivo con un contenido de humedad equivalente al de capacidad de campo e incubado a temperaturas de 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C, la especie de carbono

estable es el CO_2 , como se puede observar en la serie de diagramas *Eh/pH* elaborados con los datos experimentales (Figura 5.95) y en los que se descarta la posible emisión de metano (CH_4). Al igual que en el suelo Robledal, los valores más bajos de *Eh* tienen lugar a la temperatura de 35 °C pero, a diferencia de éste, se mantiene en condiciones de aerobiosis y no llega a desarrollar anaerobiosis facultativa.

Al 120% c.c. de humedad, el comportamiento de las muestras de suelo incubadas a las diferentes temperaturas es similar al observado en la humedad del 100% de la capacidad de campo, es decir, en ningún caso hay posibilidad termodinámica de emisiones de gas metano (CH_4) y la especie de carbono estable es el CO_2 (Figura 5.96). En general, los valores del potencial redox (*Eh*) se mantienen entre 500 y 600 mV, con pequeñas excepciones a 10, 15 y 35 °C. A esta última temperatura de 35 °C se registra el valor menor del *Eh*, aunque el suelo se mantiene siempre en condiciones alejadas a la emisión de gas metano, pero las adecuadas para que, a valores de pH inferiores a 5, se produzcan procesos de desnitrificación.

Durante el desarrollo de la experiencia se observó que en la incubación realizada a 35 °C el bote con suelo Cultivo-patata humectado a 120% c.c. a los 10 días estaba hinchado, abombado y desprendía mal olor; además el Parafilm[®] que lo cubría estaba impregnado de tonalidades verdosas. A los 15 días persistía el abombamiento y los gases malolientes, los cuales se volvieron a detectar por última vez a los 21 días de incubación. Por tanto, cabe pensar que en el suelo humectado a 120% c.c. e incubado a 35 °C se produjeron procesos relacionados con respiración anaerobia.

En la serie de los seis diagramas *Eh/pH* correspondientes al suelo humectado al 160% c.c. a las distintas temperaturas de incubación (Figura 5.97), se pone de manifiesto el comportamiento divergente entre las muestras de suelo incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C y las incubadas a las temperaturas de 30 y 35 °C. Las gráficas resultantes para las incubaciones a 10, 15, 20 y 25 °C de las muestras de suelo humectadas al 160% c.c., son similares a las ya comentadas del 100% y 120% c.c. de humectación para todas las temperaturas. Así, se observa que, los valores del *Eh* oscilan entre 500 y 600 mV, exceptuando una de las muestras incubadas a 15 °C, mientras que los valores de pH varían entre 4 y 5 y por consiguiente, las condiciones del medio edáfico son aeróbicas, la especie de carbono estable es el CO_2 y no se contempla la posible emisión de CH_4 (Figura 5.97).

Cuestión aparte son los valores correspondientes a las incubaciones a 30 y 35 °C, por lo que es conveniente realizar un comentario individualizado. En el caso de las muestras incubadas a 30 °C, si bien la forma estable sigue siendo el gas CO_2 y no hay emisión de gas metano, se puede observar cómo se produce un desplazamiento de los valores de pH hacia la derecha de la gráfica, es decir, hacia valores más elevados, alcanzándose cifras superiores a 5,5 que junto con una disminución de los valores del *Eh* hasta 350 mV, son indicadores de que el medio edáfico está en condiciones reductoras pudiendo tener lugar procesos de desnitrificación llevados a cabo por especies de bacterias anaerobias facultativas.

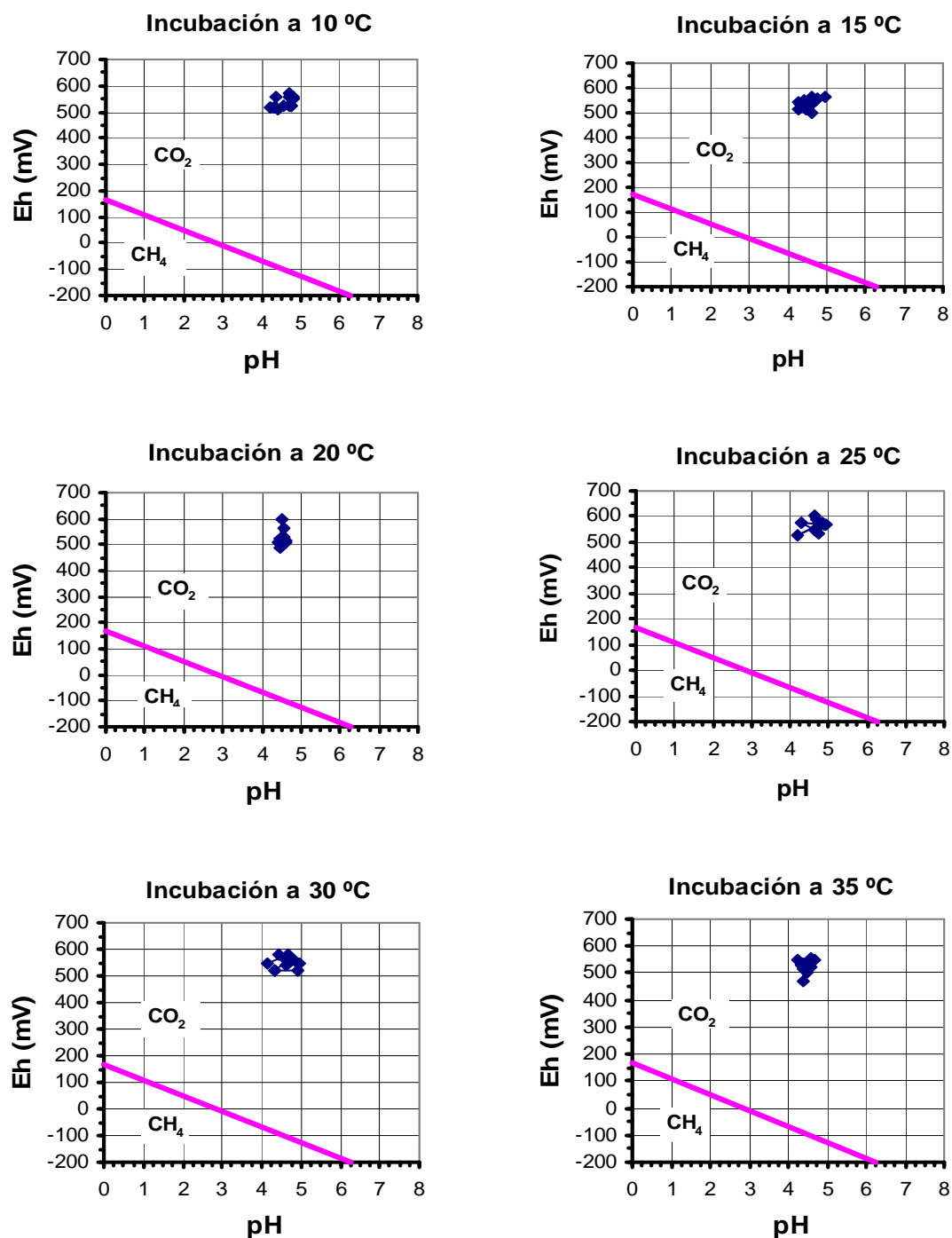


Figura 5.95.- Suelo Cultivo-patata: diagramas *Eh-pH* para especies del carbono a 100% c.c. a las distintas temperaturas de incubación.

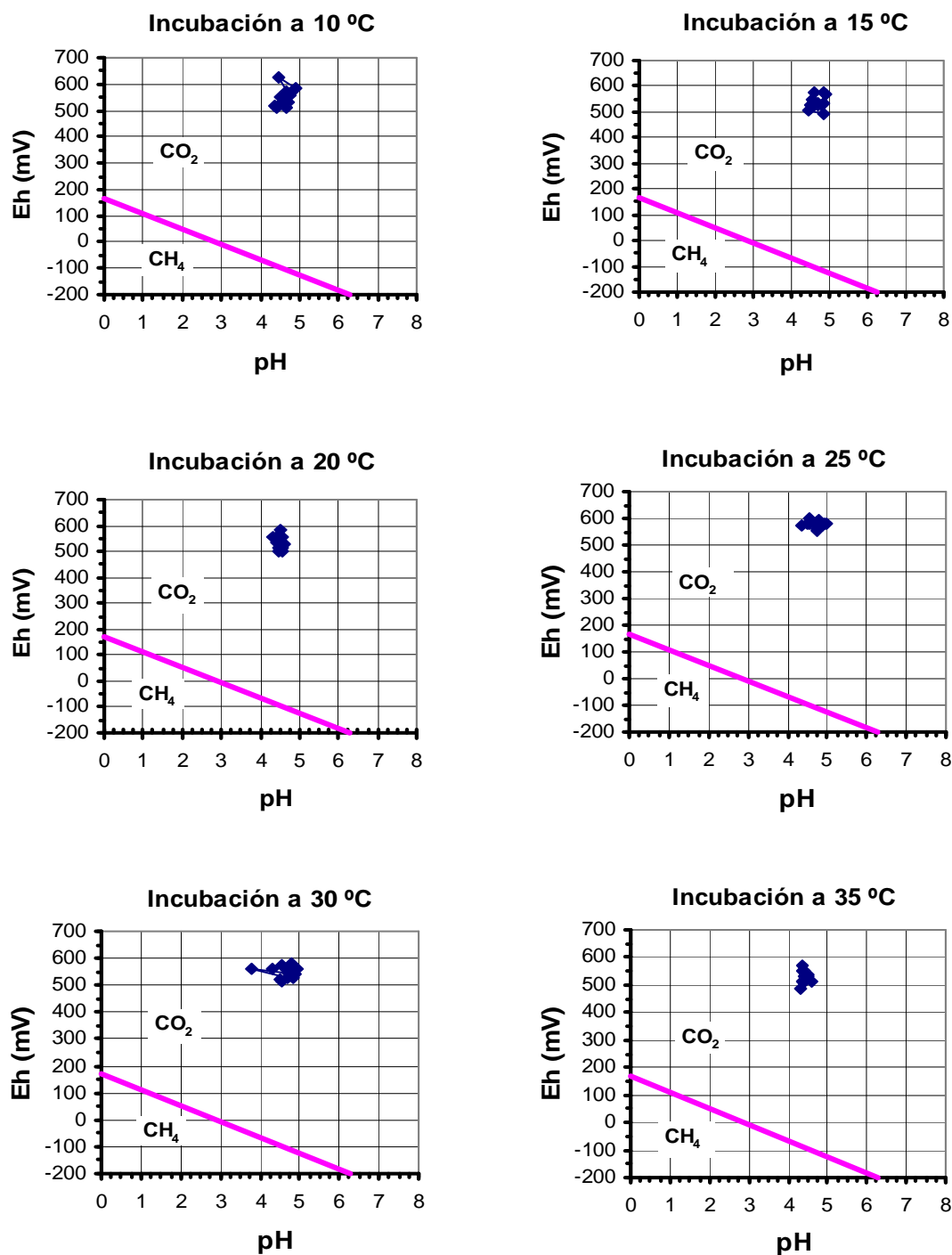


Figura 5.96.- Suelo Cultivo-patata: diagramas *Eh-pH* para especies del carbono a 120% c.c. a las distintas temperaturas de incubación.

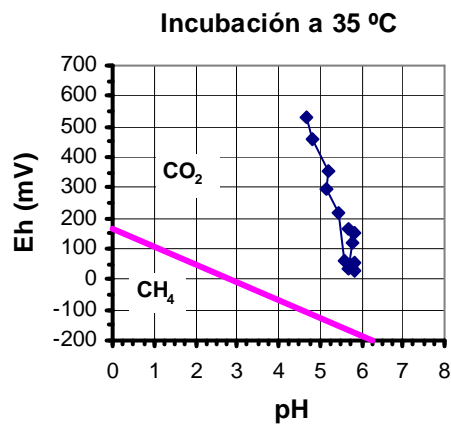
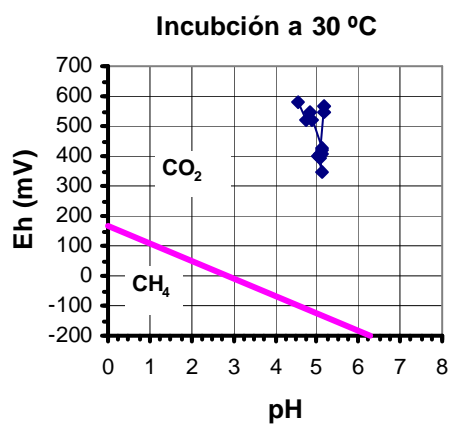
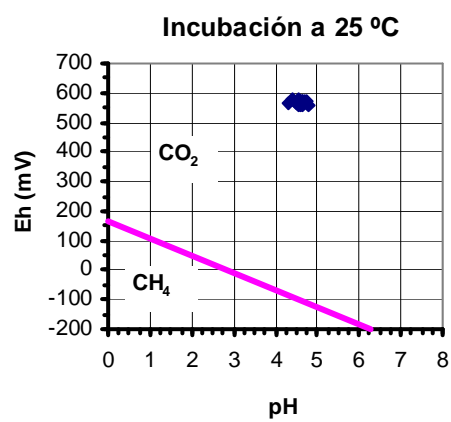
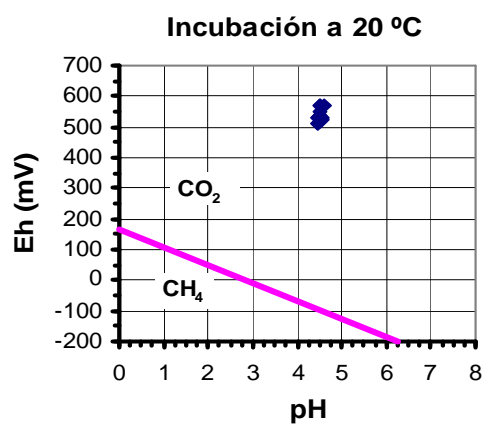
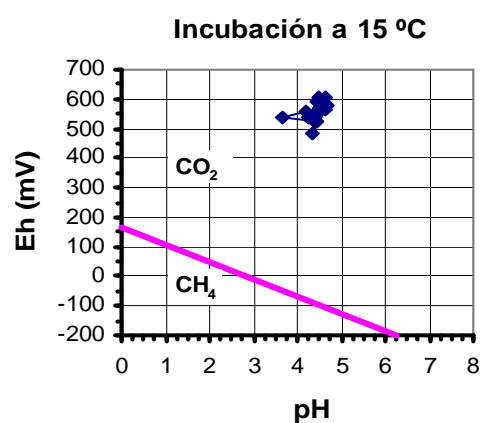
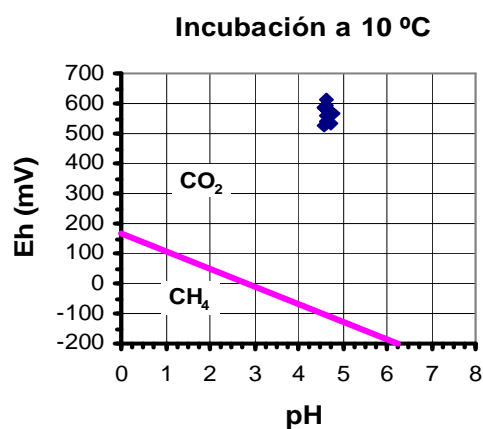


Figura 5.97.- Suelo Cultivo-patata: diagramas *Eh-pH* para especies del carbono a 160% c.c. a las distintas temperaturas de incubación.

Más interesante es la gráfica de la figura 5.97 obtenida con los datos del suelo encharcado a 35 °C que se caracteriza por la fuerte pendiente de la relación entre el *Eh* y el *pH*, de tal forma que el *Eh* evoluciona hacia valores cercanos a 0 mV y el *pH* hacia valores próximos a 6; todo ello parece indicar que en el medio edáfico se produce una evolución rápida de condiciones oxidantes a reductoras en las que podría actuar como aceptor de electrones el Fe^{3+} . Sin embargo, en los últimos días de incubación los valores del *Eh* aumentan de nuevo, por lo que se suaviza el ambiente reductor, mientras que apenas se producen variaciones en el *pH*.

La observación directa del suelo humectado al 160% c.c. e incubado a 30 y 35 °C aporta la información siguiente:

- Los botes-muestra incubados a 30 °C a partir de los 25 días de incubación desprenden mal olor y se observan tonos verdosos en ellos, lo cual se puede relacionar con la presencia de Fe^{2+} en el medio edáfico y la formación de productos volátiles resultantes de procesos fermentativos o de la respiración anaerobia. Al final de la incubación los botes dejan de desprender gases malolientes.
- En el caso de las muestras incubadas a 35 °C a los 10 días de incubación se observó que los botes-muestra estaban deformados e hinchados y desprendían malos olores. Las mismas anotaciones constan para los 14 días y a los 21 días además del olor se observaron tonalidades rojizas que se podrían asociar con la presencia de colonias de bacterias reductoras del Fe^{3+} . A partir de los 24 días las colonias de dichas bacterias empezaron a disminuir y no se vieron desde el día 35 hasta el final de la incubación, pero persistía el hedor del suelo.

Como resumen, se podría decir que el suelo Cultivo-patata es capaz de mantener, aún en condiciones de encharcamiento severo, un medio aeróbico y solo desarrolla un medio favorable para la anaerobiosis facultativa a temperaturas superiores a los 25 °C.

5.8.4.4. Velocidad de respiración

Del análisis de los datos de emisión de CO_2 obtenidos, para las incubaciones a diferentes temperaturas de este suelo, se pone de manifiesto que las temperaturas de 30 y 35 °C determinan un incremento de la actividad respiratoria de la biomasa del suelo y que no existen grandes diferencias entre los datos correspondientes a ambas temperaturas (Tabla 5.60). Asimismo, se evidencia que a la temperatura de 10 °C la respiración se

mantiene en niveles muy bajos a lo largo de toda la incubación y, se observa también, como a medida que la temperatura va aumentando se intensifica la actividad respiratoria de los microorganismos edáficos.

De igual manera, se puede observar en la figura 5.98 que en las primeras 24 horas de incubación se produce una explosión respiratoria, tanto mayor cuanto mayor es la temperatura, salvo la excepción, ya comentada, de las muestras a 25 °C, la cual no se mantiene en los días sucesivos, sino que cae a valores inferiores que persisten, con pequeñas oscilaciones, hasta el día 29; en el que se produce una activación de los microorganismos del suelo, puesto que se determinaron niveles de CO₂ emitido superiores a los de días anteriores. Esta mayor actividad remite al final de la incubación, como así lo demuestran los valores determinados al final de la incubación, en el día 43.

Tabla 5.60.- Suelo Cultivo-patata: velocidades de respiración (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) obtenidas para las incubaciones realizadas a 100% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Días de incubación												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
10	0	0	3	3	2	2	3	3	2	1	1	1	2
15	4	5	5	4	5	6	4	2	5	2	11	3	3
25	2	0	-	4	9	-	-	7	7	7	6	5	7
30	17	9	12	10	10	14	10	11	11	12	18	16	13
35	23	17	17	18	13	12	11	14	14	15	18	20	12

El ensayo realizado con las muestras del suelo Cultivo-patata incubadas con un contenido de humedad del 120% c.c. y a diferentes temperaturas aporta los valores de emisión de CO₂ que se muestran en la tabla 5.61.

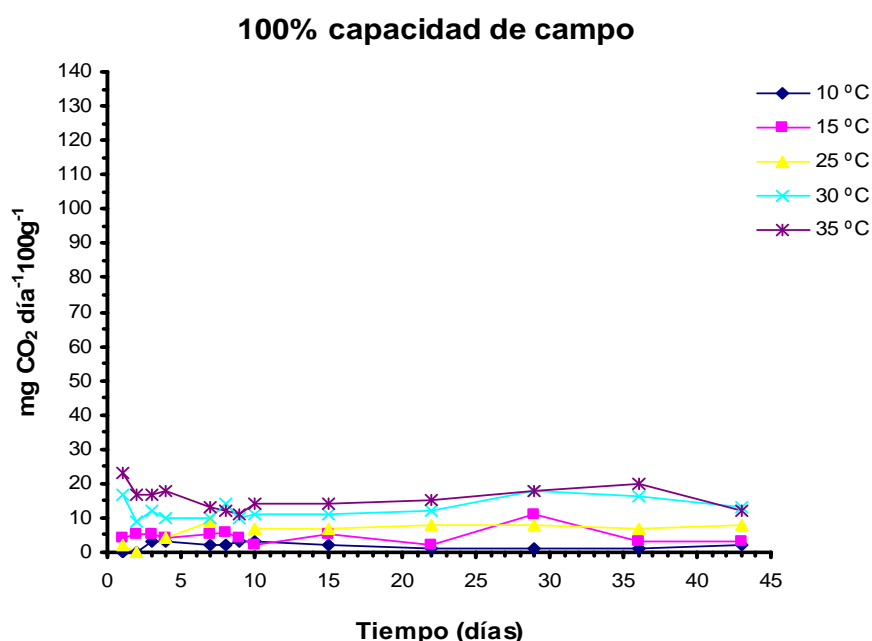


Figura 5.98.- Suelo Cultivo-patata: evolución de la velocidad de respiración a 100% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

La actividad respiratoria es más intensa en las muestras incubadas a temperaturas superiores a los 25 °C, tal como indican los resultados obtenidos. En este caso no se observa ninguna explosión de emisión de CO₂ en las primeras 24 horas de incubación, como tuvo lugar en el ensayo anterior con el suelo a la humedad de capacidad de campo, sino que el fuerte incremento que se experimenta a las temperaturas de 30 y 35 °C se mantiene a lo largo de la incubación e, incluso, se incrementa en los últimos días, sobre todo a 35 °C (Tabla 5.61), hecho que coincide con el aumento del *Eh* (Figura 5.99).

Tabla 5.61.- Suelo Cultivo-patata: velocidades de respiración (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) obtenidas para las incubaciones realizadas a 120% c.c. a las diferentes temperaturas.

T (°C)	Días de incubación												
	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
10	0	0	0	2	2	2	2	2	2	1	1	2	2
15	5	6	8	5	8	7	7	3	5	3	11	3	2
25	3	0	-	5	5	-	-	7	7	8	8	7	8
30	17	10	12	9	11	13	12	11	11	13	20	13	12
35	19	16	18	14	21	14	13	15	15	14	25	26	23

Sin embargo, hay que señalar que a la temperatura de 35 °C, el valor de emisión de CO₂ del día 43 (final de incubación) es ligeramente menor que el de los días precedentes; hecho que hace que surja la duda de si se trataría del comienzo de una involución de la actividad respiratoria, como consecuencia de la presencia de factores limitantes para el desarrollo de las poblaciones existentes, o si se trataría de un valor puntual marcando el comienzo de la estabilización poblacional.

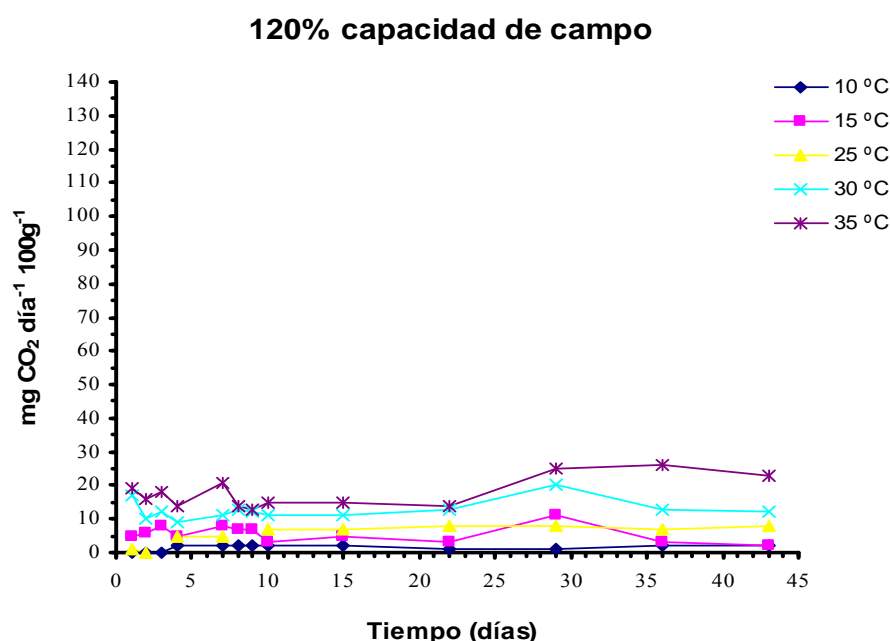


Figura 5.99.- Suelo Cultivo-patata: evolución de la velocidad de respiración a 120% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

Por lo que respecta a la temperatura de 30 °C, los datos obtenidos parecen indicar que a partir del octavo día de la incubación las poblaciones microbianas se han adaptado al nuevo medio edáfico, determinado por las variables de humedad y temperatura, por lo que se estabilizarían y, así, su actividad respiratoria se mantiene regular a lo largo del tiempo, a excepción del día 29 en el que se produce un pequeño incremento puntual de la respiración (Tabla 5.61, Figura 5.99).

Las muestras incubadas a 25 y 15 °C manifiestan un comportamiento bastante regular en la emisión de CO₂ desde el inicio hasta el final de la incubación. En el caso de las muestras incubadas a 10 °C parece que tardan en iniciar su actividad respiratoria a las condiciones experimentales, lo cual ocurre a partir del cuarto día, manteniendo niveles de emisión bajos y prácticamente, constantes.

Al comparar los datos obtenidos para el suelo a la humedad de 160% c.c., con los obtenidos en la incubación del suelo a la humedad del 120% c.c. se comprueba que la actividad respiratoria se ve favorecida a condiciones de humedad y temperatura altas, ya que los valores de emisión de CO₂ son mayores que en los anteriores ensayos, tanto a 30 como, aún más, a 35 °C (Tabla 5.62).

Tabla 5.62.- Suelo Cultivo-patata: velocidades de respiración (mg CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹) obtenidas para las incubaciones realizadas a 160% c.c. a las diferentes temperaturas.

T	Días de incubación
---	--------------------

(°C)	1	2	3	4	7	8	9	10	15	22	29	36	43
10	0	0	0	1	0	2	3	3	3	2	2	2	3
15	1	5	7	3	7	5	5	3	6	5	7	4	4
25	3	0	-	0	8	-	-	8	8	8	6	7	8
30	18	14	13	12	13	13	12	11	11	27	36	30	24
35	25	25	23	16	22	10	11	11	11	45	36	28	20

El ritmo respiratorio elevado se mantiene a estas temperaturas de 30 y 35 °C durante la primera semana de incubación, luego disminuye durante los 15 días siguientes y el día 22 manifiesta valores de emisión de CO₂ que parecen estar asociados a una explosión biológica, sobre todo en las muestras incubadas a 35 °C que es de 45 mg de CO₂ día⁻¹ 100 g⁻¹ (Tabla 5.62); suceso que resulta un tanto sorprendente ya que las condiciones del medio edáfico en tales muestras son de anaerobiosis facultativa, con un pH de 5,8 (Figura 5.100).

Una vez más, es recurrente la idea de que, en el suelo en condiciones reductoras (Tabla 5.59) se producen procesos fermentativos que conllevan descarboxilaciones de los sustratos orgánicos, lo que da lugar a que se libere CO₂ y por tanto, a que se incremente su emisión, incremento que disminuye en los últimos días de la incubación, lo que se corresponde con la tendencia del *Eh* a modificarse hacia valores más elevados, lo que podría indicar la disminución de las fermentaciones y consecuentemente disminuiría la emisión de CO₂.

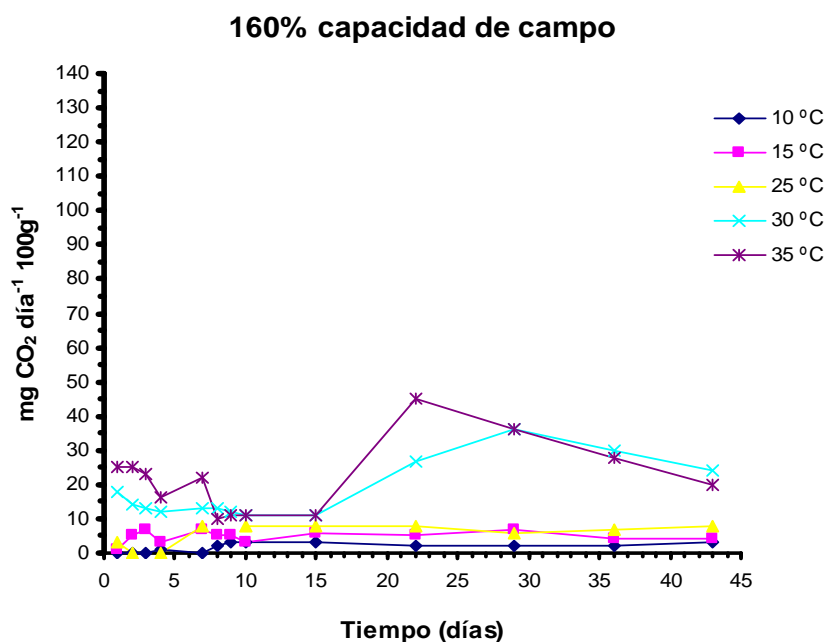


Figura 5.100.- Suelo Cultivo-patata: evolución de la velocidad de respiración a 160% c.c. para las distintas temperaturas de incubación.

Las muestras incubadas a 30 °C manifiestan un comportamiento similar a las de 35 °C, pero con valores de emisión de CO₂ menores. En consecuencia, se puede decir que es el factor térmico el que determina una mayor velocidad de respiración, aunque no es perdurable en el tiempo, ya que a partir del día 29 de la incubación los valores de CO₂ emitidos son muy similares para ambas temperaturas, llegando, incluso, a ser superiores los de las muestras incubadas a 30 °C, como consecuencia de la involución que se produce a 35 °C (Figura 5.96).

Teniendo en cuenta los datos experimentales, cabe decir que todas las muestras con este grado de encharcamiento e incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C, mantienen una actividad respiratoria baja y muy o bastante regular a lo largo del tiempo de incubación (Tabla 5.62). Si se comparan estos datos con los obtenidos para las muestras con contenidos inferiores en humedad, 100% y 120% c.c. (Tablas 5.60, 5.61) se puede comentar que para este suelo la influencia de la humedad en la actividad respiratoria es relativamente, pequeña en relación a la ejercida por la temperatura.

5.9. Modelos de la emisión del CO₂ por los suelos a humedades superiores a capacidad de campo

Siguiendo igual procedimiento que en el estudio realizado para los suelos con contenidos en humedad inferiores e iguales a capacidad de campo de los suelos, se sometieron los resultados experimentales obtenidos para los suelos con contenidos en humedad superiores o iguales a capacidad de campo, a ajustes con las ecuaciones de Van't Hoff (1898) y de Lloyd y Taylor (1994), con el fin de evaluar los efectos de la temperatura sobre la actividad respiratoria. Como ya se comentó en el estudio previamente realizado y arriba indicado, en estas dos ecuaciones la respiración se expresa como función exponencial con respecto a la temperatura.

Se considera indicado comentar que en este apartado, aunque pueda resultar redundante o repetitivo, se vuelven a incluir los datos obtenidos para los suelos humectados a capacidad de campo (100% c.c.) por ser el nivel de humectación de referencia en todo este trabajo y para facilitar el seguimiento y lectura del mismo.

5.9.1. Ecuación de Van't Hoff

Los parámetros de la ecuación y los coeficientes de correlación obtenidos para los tres suelos al ajustar los valores de respiración determinados durante las incubaciones a diferentes temperaturas se muestran en las tablas 5.64 y 5.66 y los puntos más destacados se describen a continuación.

Como se indicó anteriormente, la ecuación es

$$C = e^{b(t-T)}$$

y se considera que C es el valor de la emisión de CO_2 a un determinado tiempo de incubación y que la temperatura óptima (T) es $15\text{ }^\circ\text{C}$.

5.9.1.1. Suelo Robledal

El coeficiente de correlación (r) para las muestras a capacidad de campo (100% c.c.), tiene como valores extremos los comprendidos entre 0,94 (muestra 1009) y 0,99 (más del 50% de las muestras), por lo que el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,001$. Y para las muestras de humedad 160% c.c. los valores de r están comprendidos entre 0,93 (muestra 16011) y 0,99 (varias muestras). Por tanto, también el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,001$.

En cuanto al parámetro b los valores extremos que puede tomar en las muestras de 100% c.c. son 0,066 (muestra 10028) y 0,090 (muestra 1002). En relación con el tiempo de incubación se puede comprobar que para tiempos de incubación inferiores a 11 días el valor de b es superior a 0,070, mientras que para tiempos superiores a 11 días es inferior a 0,070.

En el caso de las muestras a 160% c.c. los valores extremos de b son 0,067 (muestras 1607 y 16014) y 0,141 (muestra 1601). Su evolución a lo largo de la incubación fue de clara disminución en la primera semana, (pasa de tener un valor estimado de 0,141 en el día 1 a 0,067 en el día 7), en la segunda semana varía poco del valor de 0,068, en la tercera aumenta siendo su valor 0,076 en el día 24 y desde este día hasta el 42 oscila entre valores próximos a 0,070.

Comparando ambas humedades se puede concluir que para tiempos de incubación inferiores a 4 días los valores de b fueron superiores en el suelo humectado al 160% c.c.; para el tiempo comprendido entre los días 4 y 14 sucedió lo contrario y desde el día 21 al 42 de incubación las estimaciones de b fueron superiores en las muestras encharcadas. Por tanto, el efecto de la temperatura sobre la emisión de CO_2 del suelo fue mayor en el suelo encharcado que cuando estuvo humectado a capacidad de campo, sobre todo, durante los primeros días de incubación y al final de la incubación. En consecuencia, en estos casos, cuando la temperatura de incubación sea inferior a $15\text{ }^\circ\text{C}$ el suelo encharcado emitirá menos CO_2 que a capacidad de campo aumentando su emisión en los primeros días de

incubación, pero al final del período de incubación, dicha emisión es similar a la del suelo a capacidad de campo. Cuando la temperatura de incubación sea superior a 15 °C, el suelo encharcado emitirá más CO₂ que el suelo a capacidad de campo, sobre todo, durante los primeros días de incubación aunque hacia el final de la incubación las cantidades emitidas de CO₂ sean semejantes.

El coeficiente de mineralización, Q_{10} , en las muestras a capacidad de campo (100% c.c.) oscila entre los valores 1,94 (muestra 10028) y 2,46 (muestra 1002). Y en las muestras encharcadas (160% c.c.) varía entre 1,95 (muestra 16014) y 4,08 (muestra 1601).

Estos datos obtenidos son indicativos de que en ambos porcentajes de humedad la mineralización inicial, es mayor que para el resto de los tiempos de incubación. En el caso de las muestras a capacidad de campo, para tiempos inferiores a 24 días los valores de Q_{10} son superiores o muy próximos a 2 y para tiempos mayores son inferiores a 2, pero, en conjunto mantienen un ritmo de mineralización similar tendiendo a ralentizarse con el tiempo. Sin embargo, para las muestras a 160% c.c. a lo largo del tiempo de incubación el efecto de la temperatura sobre la mineralización no es constante; así, por ejemplo, el efecto de la temperatura tiende a disminuir desde el día 4 hasta el día 14 (Q_{10} toma valores que varían desde 2,27 hasta 1,95) y se incrementa el día 21 (Q_{10} es igual a 2,11), y al finalizar la incubación, día 42, Q_{10} es igual a 2,03.

En términos de *sensibilidad* se debe resaltar que en los primeros 4 días de la incubación el suelo encharcado es más sensible a los cambios de temperatura que el suelo a capacidad de campo, sobre todo, en las primeras 24 horas de incubación; para el resto del tiempo se puede decir que el suelo manifiesta una *sensibilidad* muy similar.

Al igual que para los niveles de humedad inferiores o igual que el de capacidad de campo, para poder comparar la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂, se toman como referencia los valores de los parámetros b y Q_{10} obtenidos a los tiempos control, prefijados previamente, de 7, 28 y 42 días (Tabla 5.63).

Teniendo en cuenta los valores de la tabla 5.63 se puede decir que la influencia de la temperatura en el suelo humectado a 160% c.c. aumenta con el tiempo de incubación mientras que cuando la humectación es del 100% c.c. es mayor a los 7 días, por tanto cuando el suelo Robledal esté sometido a temperaturas inferiores a 15°C a los 7 días emitirá más CO₂ cuando está encharcado que cuando está a capacidad de campo, pero a los 42 días emitirá menos el suelo encharcado que el humectado a capacidad de campo. En el caso de que esté 7 días bajo temperaturas superiores a los 15 °C emitirá más a capacidad de campo que cuando está al 160% c.c. y después de 42 días emitirá más el suelo al 160% c.c. que el de capacidad de campo para cualquier temperatura superior a los 15 °C, siendo la emisión tanto mayor cuanto mayor sea la temperatura para ambas humedades.

Tabla 5.63.- Suelo Robledal: valores seleccionados de los coeficientes b y Q_{10} a los tiempos de incubación 7, 28 y 42 días de la ecuación de Van't Hoff.

Humedad	7 días	28 días	42 días
----------------	---------------	----------------	----------------

	b	Q₁₀	b	Q₁₀	b	Q₁₀
100% c.c.	0,075	2,11	0,066	1,94	0,069	1,99
160% c.c.	0,067	1,96	0,068	1,97	0,071	2,03

En relación a Q_{10} , se observa que, al igual que para los niveles de humedad inferiores o igual al de capacidad de campo, los valores que toma son cercanos a 2 en ambas humedades, por lo que las velocidades de las reacciones implicadas en la emisión de CO₂ se duplicarían al aumentar la temperatura. Asimismo, se puede inferir que el distinto nivel de humectación no implica grandes variaciones en la *sensibilidad* del suelo a los cambios de temperatura sino que serían someras, siendo para tiempos de incubación de una semana más sensible el suelo a capacidad de campo y para incubaciones de 42 días es más sensible el suelo encharcado, pudiéndose decir que cuando el suelo está encharcado la *sensibilidad* aumenta con el tiempo, mientras que a capacidad de campo tiende a disminuir.

En resumen, la ecuación de Van't Hoff proporciona un buen modelo para explicar los resultados obtenidos, tanto para las muestras humectadas a capacidad de campo como para las humectadas a 160% c.c. e indica que el proceso de mineralización es dependiente de la temperatura, pero que no se desarrolla de igual manera en el suelo Robledal humectado a capacidad de campo que en el encharcado. En el primer caso se desarrolla de forma más regular a lo largo del tiempo y parece que el efecto activador inicial de la temperatura sobre la mineralización se estabiliza después de una semana de incubación. Y en el segundo caso, el efecto activador de la temperatura sobre la mineralización fue muy intenso en los primeros 4 días, reduciéndose casi al 50% a las 24 horas de incubación; a partir de este tiempo se observan disminuciones e incrementos, sobre todo en las últimas semanas, de la mineralización.

Este comportamiento desigual podría explicarse por las cantidades de O₂ disponible para la respiración aeróbica; en el caso de los suelos encharcados tales cantidades dependen, fundamentalmente, de la disolución del suelo y suele agotarse de forma rápida, (tanto más rápidamente cuanto mayor sea la temperatura; podría suceder en 24 horas). Y, en consecuencia, los procesos redox dependientes del O₂ se inhibirían repercutiendo en el valor de Q_{10} .

Los pequeños incrementos obtenidos para el coeficiente de mineralización se podrían explicar por la posibilidad de que en el medio edáfico encharcado tuviesen lugar fermentaciones que liberasen al medio CO₂ siendo estos procesos sensibles a los cambios de temperatura.

Tabla 5.64.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Van't Hoff a los datos experimentales de CO₂ desprendido para los suelos Robledal y Prado.

Robledal				Prado			
Muestra	b	r	Q₁₀	Muestra	b	r	Q₁₀
1001	0,081	0,99 ^a	2,25	1001	0,036	0,82 ^d	1,43
1002	0,090	0,99 ^a	2,46	1002	0,052	0,95 ^a	1,69
1004	0,084	0,99 ^a	2,33	1003	0,065	0,96 ^a	1,92

1007	0,075	0,98 ^a	2,11	1004	0,074	0,96 ^a	2,09
1009	0,073	0,94 ^a	2,08	1007	0,076	0,97 ^a	2,13
10011	0,069	0,96 ^a	1,99	1008	0,075	0,98 ^a	2,11
10014	0,070	0,97 ^a	2,02	1009	0,075	0,98 ^a	2,11
10021	0,069	0,98 ^a	2,00	10010	0,075	0,98 ^a	2,12
10024	0,068	0,99 ^a	2,00	10015	0,077	0,99 ^a	2,15
10028	0,066	0,99 ^a	1,94	10022	0,072	0,99 ^a	2,05
10035	0,067	0,99 ^a	1,96	10029	0,067	0,99 ^a	1,96
10042	0,069	0,99 ^a	1,99	10036	0,064	0,99 ^a	1,89
...	10043	0,063	0,99 ^a	1,88
1601	0,141	0,94 ^a	4,08	1601	0,049	0,92 ^b	1,63
1602	0,103	0,97 ^a	2,80	1602	0,051	0,98 ^a	1,67
1604	0,082	0,98 ^a	2,27	1603	0,059	0,99 ^a	1,80
1607	0,067	0,96 ^a	1,96	1604	0,060	0,99 ^a	1,83
1609	0,068	0,95 ^a	1,97	1607	0,056	0,98 ^a	1,75
16011	0,069	0,93 ^a	1,99	1608	0,055	0,98 ^a	1,73
16014	0,067	0,95 ^a	1,95	1609	0,055	0,98 ^a	1,73
16021	0,075	0,96 ^a	2,11	16010	0,054	0,98 ^a	1,71
16024	0,076	0,97 ^a	2,14	16015	0,050	1,00 ^a	1,64
16028	0,068	0,99 ^a	1,97	16022	0,066	1,00 ^a	1,93
16035	0,070	0,99 ^a	2,01	16029	0,065	1,00 ^a	1,92
16042	0,071	0,98 ^a	2,03	16036	0,065	1,00 ^a	1,92
...	16043	0,066	0,99 ^a	1,94

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

5.9.1.2. Suelo Prado

El coeficiente de correlación (r) para las muestras a capacidad de campo (100% c.c.), oscila entre 0,82 (muestra 1001) y 0,99 (para todas las muestras a partir de los 15 días de incubación), por lo que el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,05$. Para las muestras saturadas los valores de r están comprendidos entre 0,92 (muestra 1601) y 1 (para todas las muestras a partir de los 15 días de incubación). Por lo que el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,01$.

El parámetro b en las muestras a 100% c.c. puede tomar valores comprendidos entre 0,036 (muestra 1001) y 0,077 (muestra 10015). En relación con el tiempo de incubación se puede comprobar que para tiempos de incubación inferiores a 15 días el valor de b aumenta con el tiempo de incubación, (pasa de 0,036 en la muestra 1001 a 0,077 en la muestra 10015), mientras que para tiempos superiores a 15 días disminuye (pasa de 0,077 en la muestra 10015 a 0,063 en la muestra 10043).

En el caso de las muestras al 160% c.c. los valores extremos de b son 0,049 (muestra 1601) y 0,066 (muestra 16043) y, por tanto, se obtienen al principio y al final de la incubación. Su evolución a lo largo de la incubación es variable observándose que aumenta durante los cuatro primeros días de incubación, disminuye en el día 7, oscila en rangos de una milésima hasta el día 9, disminuye hasta 0,050 el día 15 y, posteriormente,

aumenta desde 0,050 hasta 0,066 el día 22, y desde este día no varía prácticamente hasta el día 43, final de la incubación.

Comparando los valores obtenidos para el suelo a ambas humedades, se puede concluir que durante las primeras 24 horas de incubación los valores de b son superiores a la humedad de 160% c.c. y que, sin embargo, desde este momento hasta el día 29 son superiores a 100% c.c. y para tiempos a partir de los 36 días, vuelve a ser superior para las muestras a humedad de 160% c.c. Todos estos datos vendrían a indicar que la influencia de la temperatura en la emisión de CO_2 , en general, es mayor en el suelo a capacidad de campo que cuando está encharcado, salvo en las primeras 24 horas y a partir del día 36 de incubación. En consecuencia, el suelo Prado encharcado e incubado a temperaturas inferiores a 15 °C emitirá más CO_2 que cuando está humectado a capacidad de campo, entre los días 2 y 29 de incubación y emitirá menos en las primeras 24 horas y desde el día 36 hasta el final de la incubación; cuando se incuba a temperaturas superiores a la óptima (15 °C) evolucionará de forma inversa, es decir, emitirá más que a capacidad de campo en las primeras 24 horas y en la última semana de incubación, y menos desde el día 2 hasta el día 29.

El coeficiente de mineralización, Q_{10} , en las muestras a capacidad de campo (100% c.c.) varía entre los valores 1,43 (muestra 1001) y 2,15 (muestra 10015). Y en las muestras encharcadas (160% c.c.) varía entre 1,63 (muestra 1601) y 1,94 (muestra 16043), es decir, al igual que para el parámetro b , los valores extremos se obtienen al principio y al final de la incubación.

En base a estos datos, y para ambos porcentajes de humedad la mineralización inicial, es menor que para el resto de los tiempos de incubación siendo mayor en el suelo encharcado que en el humectado a capacidad de campo. En el caso de las muestras a capacidad de campo, los valores de Q_{10} son superiores a los de las muestras encharcadas desde el día 2 hasta el día 36 y para tiempos superiores son inferiores. No obstante, en el conjunto de la incubación, el ritmo de mineralización es superior en las muestras a capacidad de campo que en las saturadas. Las diferencias fundamentales entre los valores obtenidos para el suelo con los dos niveles de humedad están en que en las muestras al 160% c.c. durante las primeras 24 horas se produce una mineralización más rápida y en que después de 36 días de incubación se reactiva la mineralización, en vez de aminorar como sucede en las muestras a capacidad de campo. Estos comportamientos se podrían relacionar con que en las primeras 24 horas de la incubación la cantidad de materia orgánica disuelta en el suelo encharcado podría ser superior a la del suelo a capacidad de campo que sería degradada en las primeras 24 horas de la incubación; y con que a partir del día 36 podrían tener lugar procesos fermentativos que liberarían CO_2 .

En cuanto a la *sensibilidad* se puede decir que el rango de variación en el suelo encharcado (de 1,63 a 1,94) es menor que a capacidad de campo (de 1,43 a 2,15), es decir, oscila menos al 160% c.c. que a 100% c.c. Este comportamiento se podría relacionar con el efecto termorregulador que posee el agua, de hecho sólo los datos obtenidos para los días

1, 36 y 43 indican que la *sensibilidad* a la temperatura de los procesos relacionados con la emisión de CO₂ es mayor en el suelo encharcado.

Del mismo modo que en el suelo Robledal, se toman como referencia los valores de *b* y *Q*₁₀ a los tiempos prefijados de 7, 29 y 43 días, con el fin de realizar el estudio comparado de la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂ a ambos niveles de humectación, esto es, a 100% y 160% c.c. (Tabla 5.65).

Tabla 5.65.- Suelo Prado: valores seleccionados de los coeficientes *b* y *Q*₁₀ a los tiempos de incubación 7, 29 y 43 días de la ecuación de Van't Hoff.

Humedad	7 días		29 días		43 días	
	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀
100% c.c.	0,076	2,13	0,067	1,96	0,063	1,88
160% c.c.	0,056	1,75	0,065	1,92	0,066	1,94

Como se puede observar en la tabla 5.65 la evolución del parámetro *b* es similar a la del suelo Robledal, ya que para el suelo Prado a los 7 días el valor de *b* es mayor cuando está humectado a capacidad de campo y a los 43 días el valor de *b* es mayor cuando está humectado a 160% c.c. Por tanto, la emisión de CO₂ del suelo Prado a los 7 días dependerá más de la temperatura cuando está a capacidad de campo, en cuyo caso emitirá menos CO₂ cuando las temperaturas ambientales sean inferiores a 15 °C y cuanto más próximas a dicha temperatura. Por la misma razón emitirá más CO₂ cuando las temperaturas sean superiores a los 15 °C y tanto más cuanto mayor sea dicha temperatura. Sin embargo, a los 43 días este mismo comportamiento se producirá en el suelo humectado a 160% c.c. en vez de en el humectado a 100% c.c.

No obstante, si se comparan los valores obtenidos para *b* en ambos suelos para estas humedades, se puede decir que a los 7 días la temperatura tiene mayor influencia en la emisión de CO₂ en el suelo Robledal encharcado (el valor de *b* es 0,067) que en el suelo Prado encharcado (*b* es igual a 0,056) y sucede lo mismo a los 43 días, aunque la diferencia entre los valores de *b* es menor (0,071 en Robledal y 0,066 en Prado). De lo que se infiere que el suelo Robledal encharcado a temperaturas inferiores a los 15 °C emitirá menos CO₂ que el suelo Prado, pero a temperaturas superiores a 15 °C emitirá más Robledal que Prado.

Por otra parte la *sensibilidad* a las variaciones de la temperatura en el suelo Prado encharcado es mayor a los 43 días y tiende a aumentar ligeramente con el tiempo, mientras que a capacidad de campo se da la mayor *sensibilidad* del suelo Prado a los 7 días, para ambos niveles de humedad, por lo que el incremento de 10 °C de la temperatura por encima de los 15 °C, a esta humedad de 100% c.c. duplicaría las reacciones que producen CO₂.

Por tanto, la ecuación de Van't Hoff proporciona un buen modelo para explicar los resultados obtenidos (100% de los datos para ambas humedades) e indica, que el proceso

de mineralización es dependiente de la temperatura, pero no se desarrolla de igual manera en el suelo Prado humectado a capacidad de campo que saturado. En el primer caso, se desarrolla de forma que aumenta paulatinamente, hecho que se podría relacionar con el desarrollo de las comunidades bióticas del suelo hasta el día 15 y a partir de este día se reduce de forma paulatina, pudiendo ser debido a que la cantidad de materia orgánica lábil disponible es cada vez menor.

En las muestras saturadas, al igual que en el suelo Robledal, en 24 horas se produciría la inhibición de la respiración aerobia por escasez de O_2 , de forma más rápida cuanto mayor sea la temperatura de incubación; no obstante en el suelo Prado encharcado este proceso es de mucha menor intensidad que en el suelo de Robledal encharcado (Q_{10} a las 24 horas es 1,63 y 4,08 para Prado y Robledal encharcados, respectivamente), por lo que se podría pensar que el contenido en materia orgánica fácilmente soluble en el agua sería menor en el suelo Prado que en Robledal y, en consecuencia, la mineralización sería menor.

De igual modo durante las dos últimas semanas de incubación el coeficiente de mineralización se incrementa cada vez más, alcanzando el valor máximo a los 43 días, lo cual lleva a pensar que en el medio edáfico se producen procesos químicos que implican liberación de CO_2 , siendo, también, más intensos en el suelo Robledal encharcado que en Prado bajo el mismo nivel de humectación (Q_{10} al finalizar la incubación es 2,03 y 1,94 para Robledal y Prado al 160% c.c., respectivamente). Estos resultados se podrían relacionar con la falta de sustratos apropiados para producir este tipo de reacciones químicas como, entre otras, la fermentación butírica, o la alcohólica o las homo y heteroláctica, cuyo sustrato es una hexosa.

5.9.1.3. Suelo Cultivo-patata

El coeficiente de correlación (r) en las muestras a capacidad de campo (100% de humedad), oscila entre 0,95 y 0,99, por lo que el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,001$. Para las muestras con humedad de 120% c.c., los valores de r están comprendidos entre 0,78 (muestra 1207) y 0,98 (muestra 12022), por lo que el 100% de los ensayos tienen significación $p \leq 0,05$, y para las muestras a 160% c.c., r varía entre 0,91 (muestra 1607) y 0,97 (muestra 16022), por tanto para todas ellas la significación es $p \leq 0,01$.

En cuanto al parámetro b los valores extremos que puede tomar en las muestras al 100% c.c. son 0,057 (muestras 1008 y 10029) y 0,079 (muestra 10022). En relación con el tiempo de incubación se puede comprobar que hasta los 22 días de incubación el valor de b suele aumentar con el tiempo, (pasa de 0,057 en la muestra 1008 a 0,079 en la muestra 10022); en el día 29 disminuye y después vuelve a aumentar paulatinamente hasta el final de la incubación, variando de 0,057 (muestra 10029) a 0,066 (muestra 10043).

Para las muestras a la humedad del 120% c.c. los valores extremos de **b** son 0,040 (muestra 1209) y 0,068 (muestra 12043). Su evolución, teniendo en cuenta los datos de la tabla 5.66, es la siguiente: disminuye desde el día 7 hasta el día 9 y aumenta, en general, desde este día hasta el final, de tal modo que en el día 43 de incubación alcanza su valor máximo.

En el caso de las muestras al 160% c.c. los valores extremos de **b** son 0,054 (muestra 16015) y 0,085 (muestra 16043). La evolución que se produce durante la incubación del parámetro **b** para el suelo con esta humedad es la siguiente: disminuye desde el día 7 hasta el día 15 y desde el día 15 hasta el 43 aumenta. Entre el día 15 y el 22 pasa de 0,054 a 0,078, por lo que el incremento en estos 7 días es acusado, comparado con el incremento total en los 21 días de incubación que transcurren desde el día 15 hasta el 43, cuando el valor es máximo (0,085).

Comparando los tres niveles de humedad (Tabla 5.66) se puede concluir que durante los primeros 15 días de incubación los valores de **b** son superiores para las muestras humectadas al 160% c.c., le siguen los de las muestras al 100% c.c. y los de las que tienen una humedad del 120% c.c. son los más bajos. Lo que implica que durante este tiempo de incubación la influencia de la temperatura en la cantidad de CO₂ emitido es mayor en el suelo con mayor nivel de humectación, pero este hecho no debe de ser proporcional al contenido de agua del medio edáfico, ya que a 120% c.c. es inferior que a 100% c.c. Por tanto, durante estos días el suelo Cultivo-patata encharcado a temperaturas inferiores a la óptima (15 °C) emitirá menos CO₂ que a capacidad de campo y al 120% c.c., pero a temperaturas superiores emitirá más cantidad de CO₂ que a dichas humedades.

Tabla 5.66.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Van't Hoff a los datos experimentales de CO₂ desprendido para el suelo Cultivo-patata.

Muestra	b	r	Q ₁₀
1007	0,059	0,95 ^a	1,81
1008	0,057	0,95 ^a	1,76
1009	0,056	0,95 ^a	1,76
10010	0,059	0,97 ^a	1,81
10015	0,070	0,99 ^a	2,01
10022	0,079	0,99 ^a	2,21
10029	0,057	0,95 ^a	1,77
10036	0,064	0,96 ^a	1,90
10043	0,066	0,96 ^a	1,93
1207	0,042	0,78 ^d	1,53
1208	0,041	0,79 ^d	1,51
1209	0,040	0,79 ^d	1,49
12010	0,043	0,83 ^c	1,54
12015	0,053	0,92 ^b	1,70
12022	0,061	0,98 ^a	1,84
12029	0,052	0,92 ^b	1,68
12036	0,061	0,95 ^a	1,84

12043	0,068	0,97 ^a	1,97
1607	0,068	0,91 ^b	1,97
1608	0,065	0,92 ^b	1,92
1609	0,063	0,92 ^b	1,89
16010	0,064	0,94 ^b	1,90
16015	0,054	0,94 ^b	1,72
16022	0,078	0,97 ^a	2,17
16029	0,080	0,95 ^a	2,23
16036	0,085	0,95 ^a	2,33
16043	0,085	0,94 ^b	2,34

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

En el día 22 se produce un aumento del valor de **b**, para los tres niveles de humedad, siendo mayor en las muestras a capacidad de campo y menor en las de 120% c.c. En el día 29, **b** disminuye para las muestras de capacidad de campo y las de 120% c.c. pero aumenta para las de 160% c.c. Y en el día 43 el valor de **b** es mayor en las muestras de 160% c.c., que en las de 120% y 100% c.c., aunque el valor para las dos últimas es casi igual, por este orden.

Como resumen, se puede decir que a lo largo de toda la incubación los valores de **b** fueron siempre más altos para las muestras con humedad del 160% c.c., y para las del 100% c.c. en relación a los valores de las del 120% c.c., excepto a los 43 días de incubación que son más altos para estas últimas. Por tanto, el incremento del contenido de humedad del suelo de 100% a 120% de la capacidad de campo, implica que la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂ del suelo es menor, sin embargo si el incremento es del 160% c.c. dicha influencia es mayor sobre todo durante los 10 primeros días y al finalizar la incubación (del día 29 al 43).

En relación al coeficiente de mineralización, **Q₁₀**, se puede decir que los valores estimados para las muestras de suelo con humedades del 100, 120 y 160% c.c. fueron (Tabla 5.66):

- Para las muestras humectadas a capacidad de campo, **Q₁₀** varió entre los valores 1,76 (muestras 1008 y 1009) y 2,21 (muestra 10022). Entre los días 15 y 22 los valores fueron iguales o superiores a 2, mientras que para el resto de los días de incubación fueron inferiores a 2.
- Para las muestras humectadas al 120% c.c., **Q₁₀** varió entre los valores 1,49 de la muestra 1209 y 1,97 de la muestra 12043. A partir del día 15, salvo a los 29 días de incubación, aumenta su valor con el tiempo, siendo siempre inferior a 2.
- Para las muestras humectadas al 160% c.c. los valores extremos fueron 1,72 y 2,34 de las muestras 16015 y 16043, respectivamente. Hasta el día 15 tiende a disminuir y desde el día 22 aumenta su valor con el tiempo tomando valores superiores a 2.

Por tanto, se puede concluir que la velocidad de la mineralización en las muestras saturadas a capacidad de campo es siempre mayor que en las humectadas a 120% c.c., excepto para el día 43, y es menor que en las muestras saturadas al 160% c.c. durante los períodos de 7 a 10 días y de 29 a 43 días, mientras que en el de 15 a 22 días es mayor.

Para poder realizar un análisis comparativo más concreto de la influencia de la temperatura en las cantidades de CO₂ emitidas por este suelo a estos tres niveles de humedad, al igual que en los otros dos suelos estudiados se toman como referencia los valores de *b* y *Q*₁₀ a los tiempos de 7, 29 y 43 días (Tabla 5.67).

Tabla 5.67.- Suelo Cultivo-patata: valores seleccionados de los coeficientes *b* y *Q*₁₀ a los tiempos de incubación 7, 29 y 43 días de la ecuación de Van't Hoff.

Humedad	7 días		29 días		43 días	
	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀
100% c.c.	0,059	1,81	0,057	1,77	0,066	1,93
120% c.c.	0,042	1,53	0,052	1,68	0,068	1,97
160% c.c.	0,068	1,97	0,080	2,23	0,085	2,34

Teniendo en cuenta los valores reflejados en la tabla 5.67 la emisión de CO₂, en los tres tiempos de referencia será mayor en el suelo encharcado a 160% c.c. cuando la temperatura es superior a 15 °C, pero si la temperatura es inferior será el que emitirá menos CO₂. A estas temperaturas, en los días 7 y 29 la mayor emisión se producirá en el nivel de humectación del 120% c.c. y a los 43 días será en el suelo a capacidad de campo.

Dados los valores obtenidos para el coeficiente de mineralización (*Q*₁₀), a estos tiempos control, el aumento de 10 °C en la temperatura, prácticamente, duplicará las velocidades de las reacciones que tengan lugar en el suelo encharcado a 160% c.c., aumentando dicha aceleración con el tiempo de incubación. También, se puede decir que en el suelo humectado a 120% c.c. y a 100% c.c., en general, a medida que aumenta el tiempo de incubación las reacciones experimentan aceleraciones cada vez más acusadas al aumentar dichos grados la temperatura, de tal forma que a los 43 días casi se duplican.

Por otra parte las condiciones de saturación al 160% c.c. son las más sensibles a los cambios de temperatura para los tres tiempos de referencia. Asimismo, se puede observar que, en general, para los tres niveles de humedad la *sensibilidad* aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, dándose el hecho de que el suelo humectado a 120% c.c. pasa a los 43 días de incubación de ser el de menor *sensibilidad* a los cambios térmicos, a superar la *sensibilidad* que tiene el suelo a capacidad de campo.

En resumen, mediante esta ecuación se pueden explicar con elevada significación estadística y en función exponencial creciente con la temperatura, el 100 % de los datos de emisión de CO₂ obtenidos para el suelo Cultivo-patata a capacidad de campo y en condiciones de saturación. Mediante su aplicación se pone de manifiesto que el grado de saturación determina que la evolución de la mineralización sea distinta, ya que cuando la

humectación es del 120% c.c. la dependencia de la temperatura y la mineralización es menor que a capacidad de campo, salvo en el día 43, pero cuando la humedad es del 160% c.c. es mayor tanto la dependencia de la temperatura, como la *sensibilidad* y la mineralización, para la mayor parte del período de incubación. Ello parece indicar que siendo un factor limitante la disponibilidad de O₂ para la respiración aerobia, en el medio edáfico de las muestras encharcadas se desarrollan procesos químicos que desprenden CO₂, los cuales pueden estar relacionados con procesos fermentativos.

5.9.2. Ecuación de Lloyd y Taylor

Como se indicó anteriormente en el apartado dedicado a las condiciones óxicas de los suelos, la ecuación es

$$C = e^{-E_o [(1/t-227) - (1/T-227)]}$$

Los parámetros obtenidos mediante esta ecuación para los tres suelos incubados a diferentes temperaturas y en condiciones de humedad iguales o superiores a las de capacidad de campo se muestran en las tablas 5.68 y 5.71, y se describen en detalle a continuación para cada uno de los suelos.

5.9.2.1. Suelo Robledal

El coeficiente de correlación (*r*) para las muestras de capacidad de campo (100% c.c.) varía dentro de la horquilla de 0,96 (muestra 1009) a 1 (todas las muestras de tiempo de incubación superior a 21 días). En consecuencia, la significación estadística es siempre $p \leq 0,001$ (Tabla 5.68). En el caso de las muestras con contenido en humedad del 160% c.c. la horquilla del coeficiente de correlación va de 0,94 (muestras 1601 y 1609) a 1 (todas las muestras de tiempo superior a 24 días). Por ello la significación estadística es también de $p \leq 0,001$.

Los valores estimados para el parámetro *E_o*, relacionado con la energía de activación, varían entre 319,41 (muestra 10028) y 434,64 (muestra 1002) en las muestras a capacidad de campo (100% c.c.). A lo largo de la incubación *E_o* aumenta a las 48 horas, tiende a disminuir desde el día 2 hasta el día 28 y a partir de este momento aumenta hasta el final de la incubación. En las muestras saturadas a 160% c.c. los valores extremos de *E_o* varían entre 322,18 (muestra 16011) y 685,28 (muestra 1601). Tiene tendencia a disminuir a medida que aumenta el tiempo de incubación hasta el día 28, y a partir de este día la tendencia se invierte aumentando con el tiempo.

Tabla 5.68.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Lloyd y Taylor a los datos experimentales de CO₂ desprendido para los suelos Robledal y Prado.

Robledal			Prado		
Muestra	E _o	r	Muestra	E _o	r
1001	389,22	0,98 ^a	1001	169,93	0,82 ^d
1002	434,64	0,98 ^a	1002	250,58	0,94 ^b

1004	408,62	0,99 ^a	1003	313,00	0,95 ^a
1007	361,36	0,98 ^a	1004	355,61	0,95 ^a
1009	354,73	0,96 ^a	1007	365,50	0,96 ^a
10011	332,69	0,97 ^a	1008	360,60	0,96 ^a
10014	340,13	0,98 ^a	1009	361,30	0,97 ^a
10021	334,93	0,99 ^a	10010	363,64	0,98 ^a
10024	328,54	1,00 ^a	10015	372,31	0,99 ^a
10028	319,41	1,00 ^a	10022	346,78	0,98 ^a
10035	324,44	1,00 ^a	10029	324,79	0,99 ^a
10042	332,85	1,00 ^a	10036	306,48	0,99 ^a
...	10043	304,22	0,98 ^a
1601	685,28	0,94 ^a	1601	232,87	0,91 ^b
1602	500,66	0,97 ^a	1602	247,22	0,97 ^a
604	395,08	0,98 ^a	1603	285,22	0,99 ^a
1607	322,76	0,96 ^a	1604	291,57	0,99 ^a
1609	332,38	0,94 ^a	1607	269,97	0,97 ^a
16011	322,18	0,97 ^a	1608	264,17	0,97 ^a
16014	337,25	0,98 ^a	1609	265,14	0,97 ^a
16021	361,55	0,97 ^a	16010	258,39	0,97 ^a
16024	367,93	0,98 ^a	16015	240,58	1,00 ^a
16028	328,10	1,00 ^a	16022	318,73	0,99 ^a
16035	337,91	1,00 ^a	16029	315,93	1,00 ^a
16042	342,00	1,00 ^a	16036	317,30	1,00 ^a
...	16043	315,93	0,99 ^a

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

Teniendo en cuenta estos datos se puede decir que en relación con las muestras a 100% c.c., la influencia de la temperatura es mayor en las muestras humectadas a 160% c.c. durante las primeras 48 horas y a partir del día 21 de incubación, ya que sería necesaria más energía para activar las reacciones ligadas a los procesos de mineralización del carbono, de tal modo que dichas reacciones se activarían en las muestras incubadas a temperaturas superiores a los 15 °C, siendo la activación tanto mayor cuanto mayor sea la temperatura de incubación. Mientras que durante el período de 4 a 14 días, la influencia de la temperatura en la emisión de CO₂ sería menor en las muestras al 160% c.c. que en las del 100% c.c. ya que la energía para activar tales procesos es menor.

De igual modo que en el análisis de la ecuación de Van't Hoff, se comparan los valores obtenidos para E_o a ambas humedades para los tiempos de 7, 28 y 42 días, con el fin de realizar un análisis más concreto (Tabla 5.69). Como se puede observar en esta tabla 5.69 a los 7 días el valor de E_o es mayor en el suelo humectado a capacidad de campo que en el humectado a 160% c.c., por tanto la influencia de la temperatura en el desarrollo de los procesos que liberan CO₂ es mayor en el suelo que tiene menos humedad y de este modo emitirían más CO₂ las muestras 100% c.c. incubadas a la temperatura de 35 °C. Sin embargo, a los 28 y 42 días serían las muestras humectadas a 160% c.c. incubadas a la misma temperatura de 35 °C.

Tabla 5.69.- Suelo Robledal: valores seleccionados de E_o a los tiempos de incubación 7, 28 y 42 días de la ecuación de Lloyd y Taylor.

Humedad	7 días	28 días	42 días
	E_o	E_o	E_o
100% c.c.	361,36	319,41	332,85
160% c.c.	322,76	328,10	342,00

En definitiva, se pueden explicar con buena significación estadística, los resultados obtenidos mediante una función exponencial de la inversa de la temperatura de incubación, modelo que en esencia constituye el de Lloyd y Taylor.

5.9.2.2. Suelo Prado

En este suelo para las muestras a capacidad de campo, los valores extremos del coeficiente de correlación r fueron 0,82 (muestra 1001) y 0,99 (varias muestras, Tabla 5.68), siendo la significación estadística como mínimo de nivel $p \leq 0,05$. Para las muestras con una humedad del 160% c.c. los valores de r varían de 0,91 (muestra 1601) a 1 (varias muestras), siendo el nivel de significación estadístico de $p \leq 0,001$ para todas las muestras excepto para las de 1601 que es $p \leq 0,01$.

Para las muestras de 100% c.c. el parámetro E_o varía entre 169,93 (muestra 1001) y 372,31 (muestra 10015). Durante los primeros 15 días de la incubación E_o aumenta con el tiempo y a partir del día 15 disminuye al aumentar el tiempo hasta el final de la incubación. Para las muestras humectadas al 160% c.c. los valores de E_o están comprendidos entre 232,87 (muestra 1601) y 320,19 (muestra 16043). Se puede comprobar en la tabla 5.68 que E_o aumenta durante los 4 primeros días de incubación, a partir del día 4 y hasta el día 15 disminuye, volviendo a aumentar el día 22, momento a partir del cual los valores varían poco hasta el final de la incubación, por lo que se podría pensar en una estabilización.

Comparando los resultados obtenidos para ambos niveles de humedad, resulta que hasta el día 29 de incubación los valores de E_o son más elevados en condiciones de capacidad de campo que de saturación, mientras que a partir del día 36 se da el caso contrario, ya que son más elevados a 160% c.c. Por otra parte, el incremento inicial de E_o , manifestado en ambas humedades, se dilata durante más tiempo en condiciones de capacidad de campo (hasta los 15 días) que bajo saturación del 160% c.c. que sólo es hasta el día 4.

Por tanto, hasta los 29 días, la influencia de la temperatura en los procesos que determinan una mayor o menor emisión de CO_2 , es más importante en el suelo humectado a capacidad de campo que en el encharcado, de tal forma que para la misma temperatura de incubación, siempre y cuando dicha temperatura sea superior a 15 °C, las muestras a capacidad de campo emitirán menos CO_2 que las encharcadas y por debajo de la temperatura óptima (15 °C) emitirán más. Pero, a partir del día 36 sucederá lo contrario, es

decir, la influencia de la temperatura en la emisión, será mayor en el suelo encharcado que en el humectado a capacidad de campo.

En la tabla 5.70 se puede observar como en los días 7 y 29 de incubación los valores de E_o son más elevados en las muestras al 100% c.c. de humedad que en las de 160% c.c. y como en el día 43 sucede lo contrario. Al mismo tiempo se puede comprobar como la influencia de la temperatura, en el suelo a capacidad de campo, disminuye con el tiempo de incubación y en las de 160% c.c. aumenta del día 7 al 29 y se mantiene del 29 al 43, esto es, durante las dos últimas semanas de incubación.

Tabla 5.70.- Suelo Prado: valores seleccionados de E_o a los tiempos de incubación 7, 29 y 43 días de la ecuación de Lloyd y Taylor.

Humedad	7 días	29 días	43 días
	E_o	E_o	E_o
100% c.c.	365,50	324,79	304,22
160% c.c.	269,97	315,93	315,93

En conclusión, los datos experimentales obtenidos se pueden explicar mediante esta ecuación y los parámetros obtenidos con la misma indican que los procesos de mineralización tienen mayor probabilidad de producirse, hasta el día 36, y salvo la excepción de las primeras 24 horas, en las muestras saturadas al 160% c.c. que en las humectadas a capacidad de campo y dicha probabilidad es tanto mayor cuanto mayor es la temperatura de incubación.

5.9.2.3. Suelo Cultivo-patata

El coeficiente de correlación r para las muestras de este suelo a capacidad de campo varía entre los valores de 0,93 (muestras 1007 y 1008) y 0,99 (muestra 10022), por lo que la significación estadística es $p \leq 0,001$. En el caso de las muestras del 120% c.c. de humedad, r varía entre 0,76 (muestra 1207) y 0,97 (muestra 12022) lo que implica una significación estadística $p \leq 0,05$. Para las muestras saturadas a 160% c.c., la variación de r está comprendida entre 0,88 (muestra 1607) y 0,95 (muestra 16022), siendo la significación estadística $p \leq 0,01$ (Tabla 5.71).

Los valores obtenidos para E_o están comprendidos entre:

- 270,08 (muestra 1008) y 384,10 (muestra 10022) para las muestras al 100% c.c.
- 188,66 (muestra 1209) y 325,31 (muestra 12043) para las muestras al 120% c.c.
- 259,07 (muestra 16015) y 412,77 (muestra 16043) para las muestras al 160% c.c.

Con el tiempo de incubación E_o varió de la manera siguiente:

☞ A capacidad de campo disminuyó desde el día 7 hasta el día 9, entre los días 10 y 22 aumentó; en el día 29 se produjo una disminución importante de su valor y desde el día

36 al 43 volvió a aumentar, pero no llegó a los valores obtenidos para los días 15 y 22 de la incubación.

☞ A 120% c.c. sigue la misma evolución que a capacidad de campo, pero con la diferencia de que los valores de E_o son siempre menores que los de esta última.

☞ A 160% c.c., al igual que para las humedades anteriores, disminuye hasta el día 9, pero a partir de este día aumenta hasta el final de la incubación, con excepción del día 15 en el que disminuye. Además, los valores obtenidos a esta humedad son más elevados que los hallados a capacidad de campo para los mismos tiempos de incubación, salvo en los días 10 y 15.

Ante el comportamiento tan variable y para poder realizar un estudio comparativo entre los tres niveles de humectación del suelo, se procede a comparar los valores obtenidos para E_o a tales niveles de humedad para los tiempos de incubación seleccionados de 7, 29 y 43 días (Tabla 5.72). En dicha tabla se puede observar que para los tres tiempos control los valores de E_o en el suelo humectado a 160% c.c. son netamente superiores a los de los otros niveles de humedad, por lo que la influencia de la temperatura en el desarrollo de los procesos relacionados con la emisión de CO_2 es muy importante en el suelo Cultivo-patata con este nivel de encharcamiento, incrementándose la dependencia a medida que aumenta el tiempo de incubación. En el caso del suelo humectado a 120% c.c., la influencia de la temperatura en dichos procesos aumenta, también, al aumentar el tiempo de incubación, aunque en los días 7 y 29 la influencia de la temperatura es menor que en las condiciones de 100% c.c., pero en el día 43 es mayor. Y en el caso del suelo humectado a capacidad de campo si bien la influencia de la temperatura en los procesos reseñados disminuye del día 7 al día 29, vuelve a aumentar en el día 43.

Tabla 5.71.- Valores de los parámetros obtenidos al aplicar la ecuación de Lloyd y Taylor a los datos experimentales de CO_2 desprendido para el suelo Cultivo-patata.

Muestra	E_o	r
1007	282,34	0,93 ^b
1008	270,08	0,93 ^b
1009	268,99	0,94 ^b
10010	284,43	0,96 ^a
10015	337,58	0,98 ^a
10022	384,10	0,99 ^a
10029	273,18	0,95 ^a
10036	307,84	0,96 ^a
10043	315,91	0,96 ^a
1207	198,47	0,76 ^d
1208	193,52	0,77 ^d
1209	188,66	0,78 ^d
12010	202,87	0,81 ^d
12015	251,87	0,90 ^b
12022	294,01	0,97 ^a

12029	247,90	0,92 ^b
12036	291,19	0,94 ^b
12043	325,31	0,95 ^a
1607	323,44	0,88 ^b
1608	311,86	0,90 ^b
1609	302,93	0,91 ^b
16010	306,15	0,92 ^b
16015	259,10	0,94 ^b
16022	372,95	0,95 ^a
16029	387,25	0,94 ^b
16036	409,42	0,94 ^b
16043	412,77	0,94 ^b

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: $p \leq 0,001$; b: $p \leq 0,01$; c: $p \leq 0,02$; d: $p \leq 0,05$; e: $p \leq 0,1$.

Por tanto, en el suelo Cultivo-patata la influencia de la temperatura en los procesos de mineralización aumenta, en los suelos encharcados, con el tiempo de incubación y esta influencia sería mayor en las muestras con 43 días de incubación bajo condiciones de 160% c.c. y sería menor en las muestras con 7 días de incubación y bajo condiciones de 120% c.c.

Como conclusión se puede decir que, al igual que para los dos suelos anteriores, la ecuación de Lloyd y Taylor permite explicar los datos de emisión de CO₂ obtenidos para el suelo Cultivo-patata en condiciones de capacidad de campo o de 120 y 160% c.c., en relación con la temperatura mediante una función exponencial.

Tabla 5.72.- Suelo Cultivo-patata: valores seleccionados de E_o a los tiempos de incubación 7, 29 y 43 días de la ecuación de Lloyd y Taylor.

Humedad	7 días	29 días	43 días
	E_o	E_o	E_o
100% c.c.	282,34	273,18	315,91
120% c.c.	198,47	247,90	325,31
160% c.c.	323,44	387,25	412,77

5.9.3. Comparación entre los suelos a la humedad del 160% de la capacidad de campo

Según los datos que se reflejan en las tablas 5.63, 5.65 y 5.67 para este nivel de humectación la mayor sensibilidad a la temperatura de las reacciones implicadas en la emisión de CO₂ se produce en el suelo Cultivo-patata a los 43 días de incubación ($Q_{10} = 2,34$) y la menor en el suelo Prado para el mismo tiempo de incubación ($Q_{10} = 1,94$). Como es obvio, en el suelo Robledal ($Q_{10} = 2,03$) la sensibilidad de tales procesos es, para el mismo tiempo, mayor que en el suelo Prado y menor que la del suelo Cultivo-patata. No obstante, en los tres suelos encharcados a 160% c.c. la sensibilidad aumenta al aumentar el tiempo de incubación.

Teniendo en cuenta los valores obtenidos de E_o para los tres suelos humectados a 160% c.c. (Tablas 5.69, 5.70 y 5.72), se puede decir que la influencia de la temperatura en los procesos de emisión de CO_2 es mayor en el suelo Cultivo-patata encharcado a 160% c.c., la cual aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación. En el suelo Prado encharcado a dicha humedad tiene lugar la menor influencia de la temperatura en dichos procesos que, si bien en un principio aumenta con el tiempo de incubación, dicha influencia se estabiliza a partir de los 29 días. Sin embargo, en el suelo Robledal encharcado a la misma humedad, la influencia de la temperatura es mayor que en el suelo Prado y menor que la del suelo Cultivo-patata, aumentando, también, con el tiempo hasta el día 42.

5.10. Mineralización del nitrógeno y distribución del nitrógeno mineralizado entre las diferentes formas de nitrógeno inorgánico, bajo diferentes condiciones de humedad y de temperatura.

5.10.1. Introducción

La mineralización de los compuestos nitrogenados orgánicos es un proceso que se caracteriza por su gran variabilidad en el tiempo y en el espacio edáfico, en consecuencia es arduo y difícil predecir su dinámica. Ello se debe, según el caso, a la gran diversidad y especificidad poblacional de los microorganismos que están implicados en los procesos conducentes a la transformación de las formas orgánicas (proteínas, péptidos, aminos, aminoácidos,...) en formas inorgánicas (NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^- , NO, N_2O , N_2) del nitrógeno y a los factores edáficos delimitantes de dichos procesos, tales como la temperatura, la humedad, la aireación, la relación C:N, la textura y estructura, los aportes de ión amonio, los contenidos iniciales de las formas inorgánicas de nitrógeno, etc. Como es sabido, las formas inorgánicas NH_4^+ y NO_3^- son asimiladas por los microorganismos del suelo transformándolas, otra vez, en formas orgánicas originando, así, su inmovilización; estas nuevas formas orgánicas serán factibles de ser mineralizadas cuando se produzcan las sustituciones generacionales y poblacionales de la biomasa edáfica. Asimismo, en condiciones anaeróbicas pueden tener lugar procesos de desnitrificación en los que las formas NO_3^- son reducidas a óxidos de nitrógeno gaseosos (NO y N_2O), e, incluso, a

nitrógeno molecular (N_2). Por el contrario, las formas NH_4^+ se oxidan a nitrógeno molecular mediante el metabolismo anamox; tales compuestos pasarían a la atmósfera y ello conllevaría la pérdida de este macronutriente en el suelo.

En este trabajo se ha estudiado, tanto en su conjunto como nitrógeno total inorgánico (**Ntinorg**.) como de forma individualizada, la evolución de las formas inorgánicas amoniacal (NH_4^+), nitrito (NO_2^-) y nitrato (NO_3^-), resultantes de los procesos de amonificación de los compuestos orgánicos del nitrógeno y de la nitrosación y nitrificación del amonio presentes en los tres suelos referentes: Robledal, Prado y Cultivo-patata, sometidos a incubación durante 42 días bajo condiciones de temperatura y humedad diferentes. Los resultados reflejan las cantidades mineralizadas de cada una de las formas de nitrógeno inorgánico desde el inicio de cada una de las incubaciones realizadas hasta cada tiempo control, es decir, cantidades mineralizadas de **Ntinorg**, de NH_4^+ , de NO_2^- y de NO_3^- durante 3, 10, 24 y 42 días de incubación, por lo que serán cantidades acumuladas durante el período de tiempo comprendido entre el inicio hasta cada uno de los tiempos control. Tales cantidades se calculan mediante diferencia entre el valor calculado para cada forma de nitrógeno en el correspondiente tiempo control y el valor calculado para dicha forma en el momento inicial de la incubación (tiempo cero) denominándose **Nmin-Ntinorg**, **Nmin-NH₄⁺**, **Nmin-NO₂⁻** y **Nmin-NO₃⁻**, a los 3, 10, 24 y 42 días producidas en un suelo determinado (Robledal, Prado y Cultivo-patata) a una temperatura y nivel de humectación concretos. Las unidades de dichas cantidades mineralizadas se expresan como mg de cada forma (**Ntinorg**, NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^-) por kilo de suelo y acumuladas durante 3, 10, 24 y 42 días de incubación (por ejemplo, mg kg^{-1} en 3 días).

A continuación se describen los resultados experimentales obtenidos para cada suelo, en relación con las cantidades mineralizadas para cada forma de nitrógeno bajo las diferentes condiciones de temperatura, humedad y tiempo de incubación.

5.10.2. Suelo Robledal

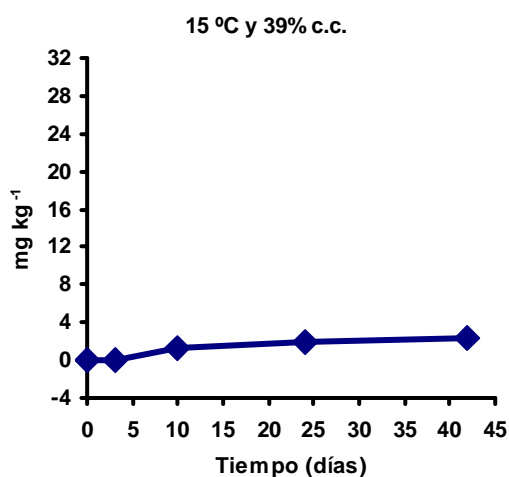
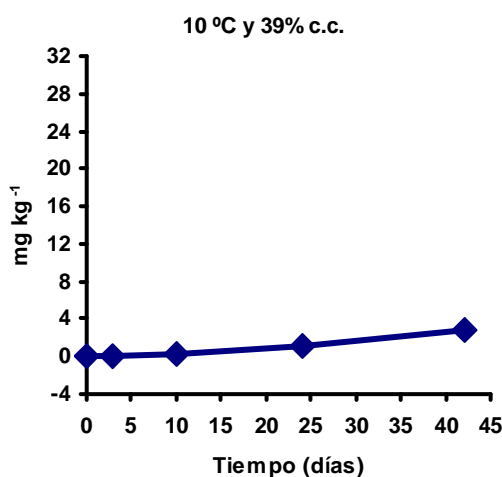
5.10.2.1. Humedad del 39% c.c.

Nmin-Ntinorg

Del análisis de la tabla de resultados correspondiente (Tabla 5.73) a las muestras del suelo Robledal humectado al 39% c.c., se deduce que, en general, al aumentar la temperatura de incubación las cantidades netas mineralizadas también aumentan y tanto más cuanto mayor es el tiempo de incubación. De este modo, el mayor contenido de **Nmin-Ntinorg** se produce en el suelo incubado a la temperatura de 35 °C a los 42 días de incubación ($21,57 \text{ mg kg}^{-1}$), como se puede ver en la figura 5.101. En consecuencia, se puede decir que tanto la temperatura como el tiempo estimulan a los procesos de mineralización, y que dicha estimulación es tanto mayor cuanto mayor es la temperatura y el tiempo de incubación, siendo ejemplos: $14,55 \text{ mg kg}^{-1}$ (a 24 días y 30 °C); $17,01 \text{ mg kg}^{-1}$ (a 42 días y 35 °C); $14,49 \text{ mg kg}^{-1}$ (a 24 días y 35 °C); $21,57 \text{ mg kg}^{-1}$ (a 42 días y 35 °C).

N_{min}-NH₄⁺

Como se puede observar en la tabla 5.73 las cantidades mineralizadas de forma amoniacal determinadas a los 42 días de incubación en este suelo Robledal bajo estas condiciones de humedad son las más elevadas, para todas las temperaturas experimentales. Sin embargo, inicialmente a los tres días del ensayo, los contenidos de amonio son bajos para todas las temperaturas, incluso son negativos a las temperaturas de 10 y 15 °C, excepto para las muestras incubadas a 30 y 35 °C. No obstante, transcurridos los 10 primeros días del ensayo, esta forma NH_4^+ aumenta de forma importante en todas las muestras, con excepción de las incubadas a 15 °C. Por tanto, los procesos de amonificación en el suelo Robledal humectado al 39% de c.c., se activan a medida que transcurre el tiempo de incubación y al aumentar la temperatura a la que es incubado, de este modo cuando el ambiente edáfico es cálido, esto es, a 30 y 35 °C dicha activación es máxima y se registran los valores más altos de la forma amoniacal al final de la incubación (15,92 mg kg⁻¹ y 20,04 mg kg⁻¹, respectivamente), mientras que a las temperaturas inferiores a 25 °C los niveles de amonio al final de la incubación son, como máximo, de 2,71 mg kg⁻¹, mientras que para las muestras incubadas a 25 °C se obtiene un valor intermedio (7,4 mg kg⁻¹) entre ambos grupos de temperaturas (Tabla 5.73).



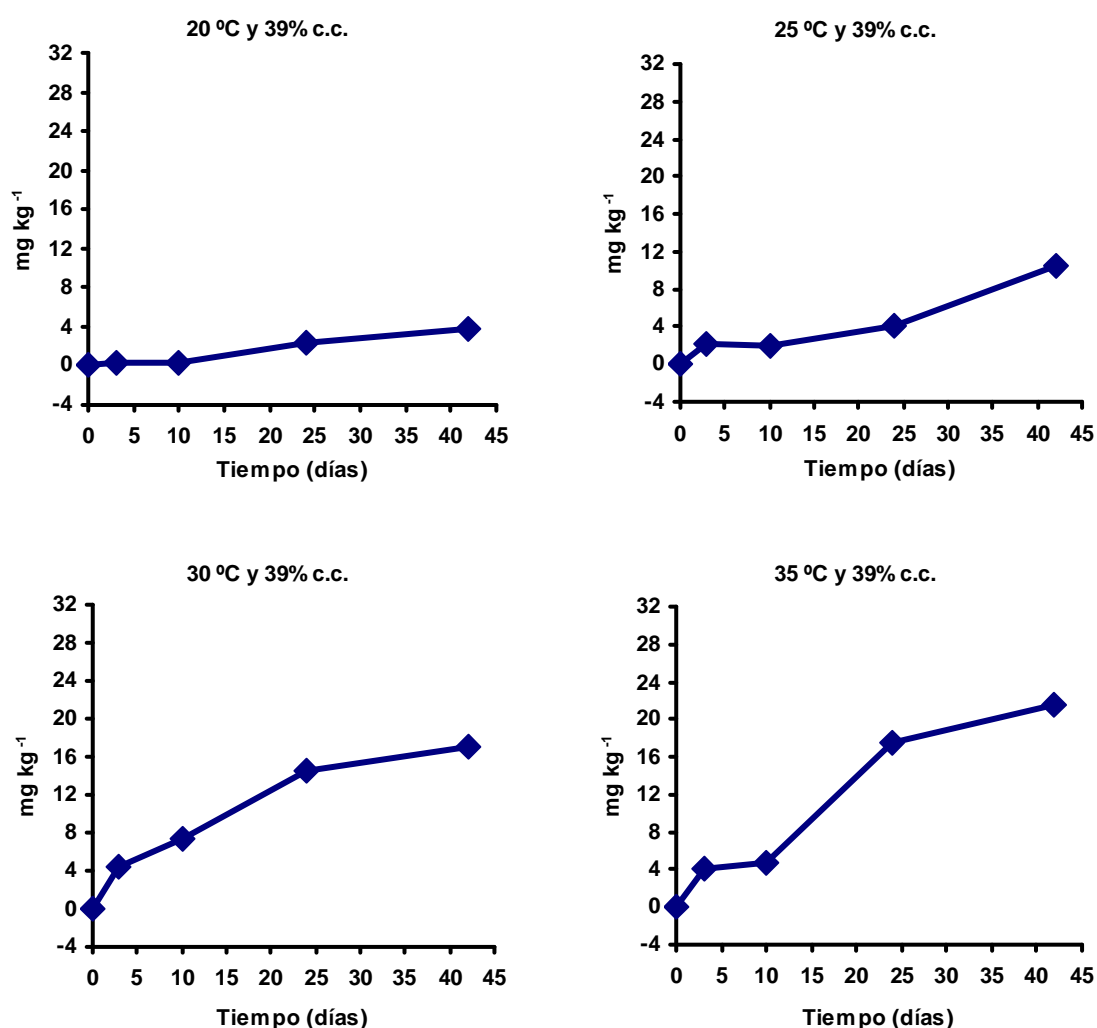


Figura 5.101.- Suelo Robledal: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico ($N_{min}-N_{tinorg}$) obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 39% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Tabla 5.73.- Suelo Robledal: cantidades (mg kg ⁻¹) mineralizadas (N_{min})	$N_{min}-NO_3^-$			
	Días de incubación			
	3	10	24	42
	0,27	-0,22	-0,14	0,13
	0,05	0,34	0,36	0,51
	-0,04	-0,50	1,47	1,05
	1,69	0,13	0,00	3,01
	1,73	0,64	1,26	1,09
	0,18	0,42	1,52	1,42
	0,82	-0,39	-0,16	2,23
	-0,35	0,31	0,46	1,74
	-0,25	-0,76	2,32	3,46
	1,83	0,69	1,12	2,12
	0,22	-0,35	0,02	1,52
	0,25	-0,26	1,19	-2,57
	1,16	-0,15	0,29	2,02
	0,60	-0,10	0,92	1,6
	0,35	-0,16	3,49	5,08
	1,89	1,88	1,29	2,45
	0,75	-0,37	-0,07	0,61
	-0,13	-0,27	0,33	-0,19

% c.c.	°C	Nmin-Ntinorg					Nmin-NH ₄ ⁺					Nmin-NO ₂ ⁻				
		Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42	
39	10	-0,01	0,20	1,08	2,84		-0,28	0,42	1,22	2,71		0,42	0,61	0,00	0,15	
	15	0,05	1,34	1,98	2,37		-0,42	0,39	1,62	1,71		-0,31	-0,22	-0,18	-0,09	
	20	0,26	0,28	2,27	3,68		0,61	1,00	0,98	2,71		-	-	-	-	
	25	2,24	1,95	4,00	10,41		0,55	1,82	4,00	7,40		0,00	0,05	0,86	0,00	
	30	4,42	7,34	14,55	17,01		2,69	6,65	12,43	15,92		-0,31	0,21	0,13	0,11	
	35	4,01	4,77	17,49	21,57		4,14	4,14	15,84	20,04		-	-	-	-	
65	10	1,34	0,95	2,56	9,00		0,52	1,35	2,72	6,77		-	-	-	-	
	15	0,59	2,99	4,05	5,97		0,31	1,58	3,47	4,05		0,41	0,89	0,00	0,00	
	20	0,72	1,15	3,85	7,30		1,05	2,00	1,60	3,55		-0,06	-0,06	-0,06	0,29	
	25	1,98	2,50	5,12	9,52		0,15	1,81	4,00	7,40		-	-	-	-	
	30	5,68	7,52	15,68	20,73		4,37	7,19	14,80	18,61		0,88	0,47	0,65	0,39	
	35	4,82	9,53	17,94	26,48		5,06	9,38	15,87	28,71		-0,31	0,43	0,91	0,35	
80	10	1,38	1,21	3,74	9,64		0,22	1,35	3,46	7,62		-	-	-	-	
	15	1,32	3,50	6,54	8,05		0,83	2,32	5,21	6,17		0,00	1,07	0,21	0,06	
	20	0,74	1,55	5,29	9,45		0,83	1,88	1,97	4,13		-0,31	-0,15	-0,15	0,24	
	25	1,89	5,41	12,1	19,81		0,00	3,54	10,8	17,36		-	-	-	-	
	30	4,66	8,81	13,59	22,58		3,19	8,59	13,71	21,25		0,51	0,39	0,00	0,71	
	35	5,78	11,22	19,13	26,55		6,01	11,05	17,01	26,36		-0,09	0,46	0,81	0,42	

Tabla 5.73 (Continuación)..- Suelo Robledal: cantidades (mg kg^{-1}) mineralizadas (**Nmin**) de las formas de nitrógeno (**Ntinorg**, NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^-) acumuladas desde el inicio hasta los días 3, 10, 24 y 42 de las incubaciones realizadas a las distintas condiciones de humedad y temperatura experimentales.

% c.c.	°C	Nmin-Ntinorg					Nmin-NH₄⁺					Nmin-NO₂⁻					Nmin-NO₃⁻				
		Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42	
100	10	2,33	1,08	4,17	8,58		-0,22	1,08	3,30	7,56		-	-	-	-		2,55	0,00	0,88	1,02	
	15	1,44	4,71	7,09	10,21		0,46	3,12	6,60	7,45		0	1,32	0,35	0,18		0,99	0,06	-0,07	2,37	
	20	0,66	1,93	5,84	10,01		0,84	2,25	0,89	-2,34		-0,07	-0,13	0,17	0,23		-0,09	-0,21	4,79	12,10	
	25	-1,32	5,86	11,7	22,71		-0,37	3,63	9,96	15,71		-	-	-	-		2,21	2,23	1,71	7,00	
	30	5,01	9,30	18,2	24,73		4,27	8,48	16,80	21,82		0,35	1,18	0	0,11		0,19	-0,56	1,39	2,59	
	35	5,92	12,30	19,4	29,87		5,59	12,10	19,00	27,37		0,10	0,59	-0,19	0,02		0,26	-0,39	0,67	-0,49	
160	10	-0,61	1,60	4,09	6,2		0,09	0,70	2,42	2,81		-	-	-	-		-0,70	0,90	1,66	3,39	
	15	0,39	0,06	2,4	4,17		-0,14	0,46	2,24	-0,10		0,90	1,00	1,02	0,47		-0,58	-1,61	-1,10	3,63	
	20	-0,80	1,47	-0,3	-0,90		0,04	1,72	1,69	0,20		-0,31	0,08	-0,20	0,24		-0,50	-3,25	-1,80	-1,30	
	25	0,32	2,71	5,86	2,06		-1,16	1,43	5,03	1,40		-	-	-	-		-0,52	1,28	0,83	0,66	
	30	2,38	5,29	13,1	18,20		2,49	6,41	13,10	17,80		1,04	0,88	0,27	0,94		-1,35	-2,21	-0,40	-0,70	
	35	2,41	7,27	11,9	14,10		4,82	8,94	13,40	16,10		-0,31	1,15	0,08	-0,30		-1,93	-2,80	-1,50	-3,60	

Nmin-NO₂⁻

Se puede decir que las cantidades mineralizadas de nitrito son poco significativas en el suelo Robledal bajo estas condiciones de humedad, ya que los valores determinados para los diferentes ensayos realizados son bajos y variables, es decir presentan un comportamiento aleatorio, por lo que no se puede establecer una relación de dependencia con la temperatura y el tiempo (Tabla 5.73). Es preciso indicar que para las temperaturas de 10 y 25 °C los nitritos fueron determinados conjuntamente con los nitratos y no de forma individualizada como se hizo para el resto de las temperaturas. Tal vez se deba comentar, sólo como datos puntuales, que a los 42 días de incubación la muestra con mayor cantidad de nitritos (0,15 mg kg⁻¹) es la incubada a 15 °C. Sin embargo, a los 24 días es la muestra incubada a 30 °C (0,86 mg kg⁻¹).

En definitiva, por lo menos en los casos estudiados, no se observa una tendencia clara del proceso de nitrosación, ya que no se mantiene ni en el tiempo dentro de un régimen térmico ni refleja la dependencia o influencia de la temperatura en el mismo.

Nmin-NO₃⁻

Las muestras con mayor contenido neto de nitratos son las incubadas a 25 °C y a los 42 días de incubación (3,01 mg kg⁻¹), le siguen, para el mismo tiempo y en orden decreciente: 35, 30, 20, 15 y 10 °C, tal como se puede apreciar en la tabla 5.73. En el caso de las temperaturas de 10 y 25 °C se muestran los valores netos correspondientes a la mineralización conjunta de nitratos y nitritos, la razón de que se incluyan en este apartado se debe a que en el suelo, en general, la forma nitrito evoluciona rápidamente a la forma nitrato, lo que implica que los valores determinados correspondan casi de manera íntegra a esta última forma de nitrógeno.

La influencia de la variable térmica no está definida ya que, si bien a los tres días de incubación aumenta la nitración al incrementarse la temperatura de 20 a 25 °C y de ésta a 30 °C, no sucede lo mismo al pasar de 10 a 15 °C, de 15 a 20 °C y de 30 a 35 °C, ya que en estos casos la nitración disminuye.

Tampoco se manifiesta una tendencia clara en cuanto a la evolución de la nitración a lo largo del tiempo, así a 35 °C primero aumenta con el tiempo y posteriormente a los 42 días disminuye de forma muy ligera, mientras que a 30 °C oscila, solo aumenta y solo disminuye de una determinación del contenido en nitratos a la siguiente. A temperaturas inferiores a 30 °C, como 15 °C, los resultados obtenidos podrían indicar que la nitración experimenta una ligera activación con el tiempo de incubación.

De modo general, parece que los procesos que permiten la formación del nitrato, se desarrollan mejor a temperaturas superiores a 25 °C, pero no mantienen un ritmo ascendente continuado a lo largo del tiempo sino que sufren altibajos, probablemente debidos a la limitación generada por el bajo contenido de agua del suelo, puesto que un ambiente tan seco podría inhibir el desarrollo de las poblaciones de microorganismos

responsables de las reacciones de oxidación del NH_4^+ (nitrosación y nitración). Sin embargo, no se verían igualmente afectadas las poblaciones de la biomasa amonificante, las cuales parece que demuestran una gran actividad a las temperaturas más cálidas de 30 y 35 °C, por lo que el bajo contenido en agua no les afectaría de forma negativa.

5.10.2.2. Humedad del 65% c.c.

Nmin-Ntinorg

La mineralización neta, en general, aumenta con la temperatura y con el tiempo de incubación, de tal forma que el valor más alto de Nmin-Ntinorg (26,48 mg kg⁻¹) corresponde a las muestras incubadas a 35 °C después de ser incubadas 42 días (Tabla 5.73). Cabe resaltar que la influencia positiva de la temperatura y del tiempo se pone de manifiesto de forma más clara a partir de la temperatura de 20 °C y después de 10 días de incubación (Figura 5.102). También se puede observar que a la temperatura de 10 °C se obtienen valores elevados para la mineralización neta del nitrógeno total, que indicarían una gran eficacia de las poblaciones nitrogénicas criófilas de la biomasa edáfica.

Si se comparan los resultados obtenidos a esta humedad con los obtenidos para el suelo al 39% c.c. (Tabla 5.73), se puede decir que el incremento de la humedad del suelo favorece la mineralización neta, ya que, por ejemplo, si tomamos como referencia comparativa los datos correspondientes a los de 42 días de incubación, con la humedad se incrementan los valores de Nmin-Ntinorg para todas las temperaturas.

Por tanto, se podría concluir que en el suelo Robledal los incrementos térmicos e hídricos activan los procesos de mineralización neta de nitrógeno, que se ponen de manifiesto a medida que transcurre el tiempo.

Nmin-NH₄⁺

Al igual que en la humedad inferior (39% c.c.) en el suelo al 65% c.c. de humedad predominan las formas amoniacales sobre las demás formas de nitrógeno. Este dominio es netamente manifiesto a las temperaturas de 25, 30 y 35 °C y es mayor cuanto mayor es el tiempo de incubación, tal como se puede apreciar en la tabla 5.73. No obstante, a las temperaturas de 10, 15 y 20 °C, se observa el comportamiento siguiente:

☞ A 10 °C las formas amoniacales aumentan con el tiempo de incubación llegando a los 42 días a un valor de 6,77 mg kg⁻¹ que constituye el valor más alto de todos los registrados para las temperaturas de ensayo inferiores a los 25 °C.

☞ A 15 °C, si bien es verdad que las formas amoniacales aumentan con el tiempo de incubación, las cantidades mineralizadas de formas NH_4^+ que se obtienen tanto al inicio como al final de la incubación (3 y 42 días), son inferiores a las obtenidas al incubar a 10 °C. Sin embargo, esto no acontece a los tiempos intermedios de 10 y 24 días.

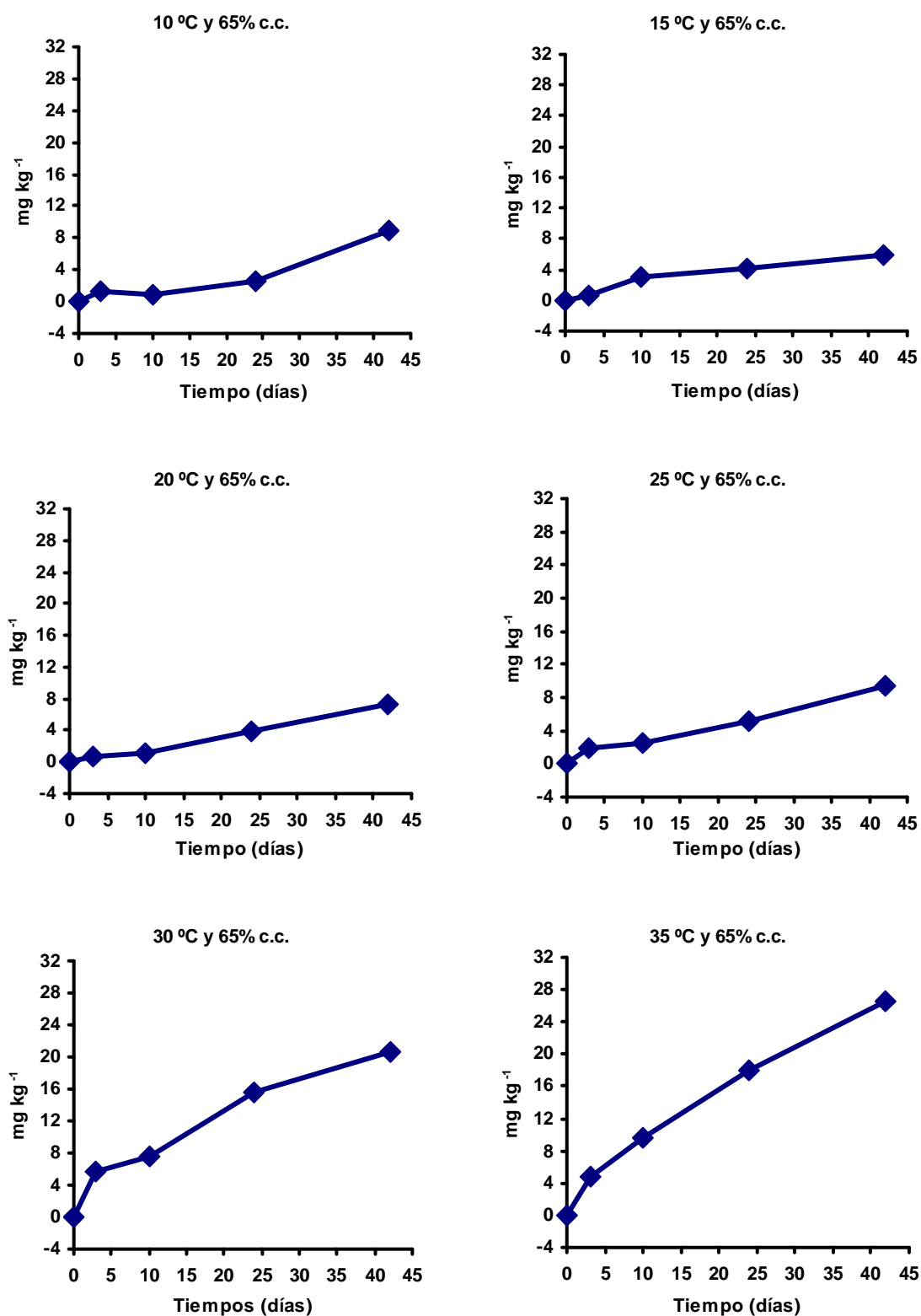


Figura 5.102.- Suelo Robledal: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico (**Nmin- Ntinorg**) obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 65% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

☞ A 20 °C las muestras también tienen un comportamiento diferenciado, ya que hasta los 10 días de incubación la mineralización neta en el suelo en formas amoniacales es superior al de las muestras incubadas a las temperaturas inferiores e, incluso, a la determinada para el suelo incubado a 25 °C; pero, a partir de este día y hasta el final de la incubación (esto es, a los 24 y 42 días) la mineralización de nitrógeno amoniacal es menor en el suelo incubado a 20 °C que en el incubado a 10 ó 15 °C, de tal forma que, a los 42 días de incubación, la mineralización neta de NH_4^+ ($3,55 \text{ mg kg}^{-1}$) es la menor de las determinadas, para el mismo tiempo de incubación, en el suelo incubado al resto de las temperaturas y esta humedad.

Nmin-NO₂⁻

El incremento de la humedad del suelo de robledal desde 39 a 65% c.c. determina, en general, un mayor contenido de nitritos en las muestras incubadas a las distintas temperaturas (Tabla 5.73), aunque los valores obtenidos para la humedad más alta no son muy significativos, puesto que todos ellos son inferiores a la unidad (el rango varía entre $0,91 \text{ mg kg}^{-1}$ a 35 °C y 24 días de incubación y $-0,76 \text{ mg kg}^{-1}$ a 20 °C y 10 días de incubación); en consecuencia, no se puede establecer una pauta general de la evolución del comportamiento, salvo señalar las siguientes pautas parciales:

☞ La tendencia a aumentar la cantidad neta de nitritos en el suelo durante los 24 primeros días para, posteriormente, disminuir a los 42 días de incubación, en el caso de los ensayos realizados a 30 y 35 °C.

☞ También aumentan los nitritos, ya que la mineralización neta es positiva, pero sólo durante los 10 primeros días ya que disminuye en los días restantes de incubación, en el caso de que la temperatura de incubación sea de 15 °C.

☞ En la incubación realizada a 20 °C, los valores obtenidos hasta el día 24 son negativos y se mantienen constantes, mientras que a los 42 días se determinan valores positivos de nitritos en las muestras. Este cambio de pérdida o desaparición de nitritos en el suelo a que se acumulen, se podría interpretar como el resultado de que en el medio edáfico puedan surgir factores limitantes de los procesos de oxidación de los nitritos, por lo que no podrían ser transformados en nitratos.

Nmin-NO₃⁻

Para esta humedad del 65% c.c., la mayor cantidad neta de formas nitrato en el suelo ($3,46 \text{ mg kg}^{-1}$) ocurre en las muestras incubadas durante 42 días a 20 °C. Para este mismo tiempo en las muestras incubadas a 35 °C se calculan ($-2,57 \text{ mg kg}^{-1}$) de nitratos que como se puede comprobar en la tabla 5.73 es el valor más bajo, obtenido para este suelo con este nivel de humedad incubado a las diferentes temperaturas.

Comparando la tabla de datos del 65% c.c. con la tabla de datos del 39% c.c., se puede decir que el contenido hídrico del suelo afecta a los procesos edáficos relacionados con las formas NO_3^- . Esta afección es distinta dependiendo de la temperatura y del tiempo de incubación de las muestras. Esta idea se sustenta en los siguientes hechos:

☞ Para tiempos de incubación cortos (10 días): en general, excepto para la temperatura de 15 °C, el aumento de la humedad induce una disminución de los nitratos del suelo. La intensidad de los procesos que generan este hecho, depende de la temperatura, de tal forma que la disminución mayor de NO_3^- tiene lugar a las temperaturas de 10 y 25 °C. A 20, 30 y 35 °C esta disminución es menor que a las temperaturas anteriormente comentadas pero muy similar entre ellas. Sin embargo, al incubar el suelo a 15 °C la nitración, es decir, la formación de NO_3^- aumenta con la humedad para este mismo periodo de tiempo tabla 5.73.

☞ Para tiempos de incubación superiores a los 10 días: la mineralización neta de NO_3^- aumenta en relación con el que tenía a 39% c.c., en todas las temperaturas ensayadas, a los 24 días y esta tendencia se mantiene hasta los 42 días, salvo a 35 °C, en que se produce una gran disminución de NO_3^- en el suelo, la mayor de todos los ensayos realizados para este suelo y humedad, ya que el valor de Nmin-NO_3^- determinado es de $-2,57 \text{ mg kg}^{-1}$, tal proceso es coincidente con un aumento muy importante de las formas de NH_4^+ del suelo. Por tanto, el nivel de Nmin-NO_3^- es también variable en función de la temperatura aunque sin un patrón claro de variación, ya que a los 42 días de incubación a 20 °C se produce el máximo de Nmin-NO_3^- , siguiéndole en sentido decreciente los valores obtenidos a 10, 30, 15 y 25 °C, (como se puede ver en la tabla 5.73 de datos).

5.10.2.3. Humedad del 80% c.c.

Nmin-Ntinorg

Para el suelo Robledal al 80% c.c. la cantidad mineralizada de **Ntinorg** en el suelo aumenta con el tiempo, dando valores positivos a lo largo de toda la incubación (Figura 5.103). En este ensayo se repite el comportamiento observado en la incubación realizada con humedad del 65% c.c., es decir, que para temperaturas inferiores a 25 °C y después de 42 días de incubación, se determina el mayor contenido de Nmin-Ntinorg ($9,64 \text{ mg kg}^{-1}$) en las muestras incubadas a 10 °C. No obstante, han disminuido las diferencias con las muestras incubadas a las temperaturas de 15 y 20 °C ($8,05 \text{ mg kg}^{-1}$ y $9,45 \text{ mg kg}^{-1}$, respectivamente). Pero para 24 días de incubación las muestras que contienen mayor cantidad ($6,54 \text{ mg kg}^{-1}$) de Nmin-Ntinorg son las sometidas a 15 °C seguidas, por orden decreciente, por las de 20 y 10 °C.

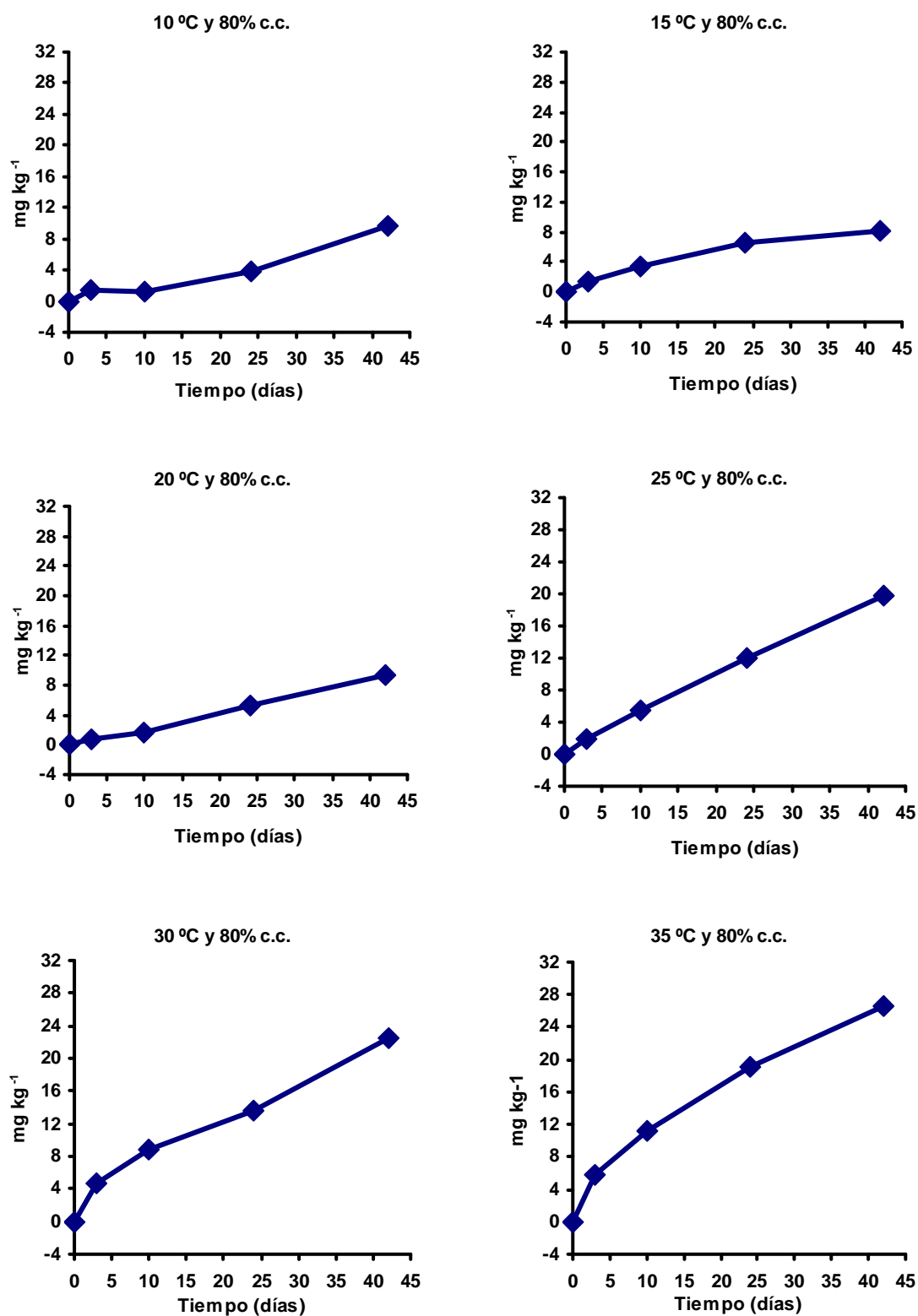


Figura 5.103.- Suelo Robledal: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 80% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Igualmente a lo que ocurría para condiciones de humedad inferiores (39% y 65% de c.c.) a los tres días de incubación los niveles de N_{min} - N_{tinorg} en el suelo, en secuencia de mayor a menor, se determinan a las temperaturas de $10\text{ }^{\circ}\text{C}>15\text{ }^{\circ}\text{C}>20\text{ }^{\circ}\text{C}$. En relación a las incubaciones realizadas a temperaturas iguales o superiores a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$, la tendencia es la misma que la previamente observada en humedades inferiores, es decir, la mineralización neta aumenta con el tiempo y con la temperatura de incubación (Tabla 5.73), de tal forma que el mayor valor de N_{min} - N_{tinorg} ($26,55\text{ mg kg}^{-1}$) corresponde a las muestras de suelo incubadas durante 42 días a $35\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Teniendo en cuenta los datos obtenidos, se podría decir que en las muestras incubadas a $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ es en las que el aumento de humedad determina una mayor mineralización neta para esta temperatura y que esta influencia positiva es más manifiesta a medida que aumenta el tiempo de incubación.

N_{min} - NH_4^+

Los procesos de mineralización en el suelo mantenido a esta humedad, en general, se activan en comparación con las muestras más secas para todas las temperaturas y a lo largo del tiempo para todas las incubaciones realizadas, como se puede observar en los datos correspondientes de la tabla 5.73.

El modelo de comportamiento es similar al del suelo con la humedad inferior (65% c.c.). Así, para las incubaciones realizadas a menos de $25\text{ }^{\circ}\text{C}$, el valor más alto de N_{min} - NH_4^+ ($7,62\text{ mg kg}^{-1}$), corresponde a las muestras incubadas a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante 42 días; los valores obtenidos para el mismo tiempo a 15 y $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ son menores, $6,17\text{ mg kg}^{-1}$ y $4,13\text{ mg kg}^{-1}$ respectivamente, lo que indica que o bien tales procesos de mineralización no tienen mucha actividad, o bien que a esas temperaturas las formas amoniacales son transformadas a mayor velocidad de la que se forman en otras formas de nitrógeno (nitritos y nitratos), o bien que son inmovilizados por la biomasa edáfica.

Por el contrario, cuando las temperaturas de incubación son superiores a $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, las cantidades de N_{min} - NH_4^+ en el suelo aumentan y en mayor grado cuanto mayor es la temperatura de incubación, de tal modo que a condiciones de incubación de 42 días y $35\text{ }^{\circ}\text{C}$, el valor de N_{min} - NH_4^+ es $26,36\text{ mg kg}^{-1}$, que constituye la cantidad mayor de forma amoniacal presente en el suelo a esta humedad del 80% c.c. Este hecho podría indicar que los procesos amonificantes de los compuestos de nitrógeno se realizan con gran profusión y a mayor velocidad que los de nitrosación y nitración determinando, así, su acumulación en el suelo, o bien que estos últimos procesos no son tan activos.

N_{min} - NO_2^-

A la vista de los datos obtenidos para el suelo Robledal al 80% c.c. de humedad tabla 5.73, se puede decir que, en general, no se acumulan nitritos en las muestras de suelo incubadas con esta humedad a las distintas temperaturas de ensayo.

Los valores que se obtienen de Nmin-NO_2^- son poco significativos, ya que la cantidad más alta determinada en el suelo se da en las muestras incubadas a 15 °C y después de 10 días de incubación, pero este valor no se puede relacionar con los factores de la incubación, ya que no hay una tendencia clara ni en cuanto al tiempo ni en cuanto a la temperatura. Así, para esta misma humedad, a temperatura de 35 °C y después de 24 días de incubación, se registran 0,81 mg kg⁻¹ de Nmin-NO_2^- en el suelo, que en sí constituye el segundo valor más alto de todos los obtenidos durante las incubaciones a diferentes temperaturas del suelo Robledal al 80% c.c. de humedad.

Nmin-NO_3^-

La cantidad de nitrógeno en forma de NO_3^- , en general, disminuye con la temperatura de incubación, en las muestras de suelo incubadas a temperaturas superiores a 20 °C. Sin embargo, por debajo de esta temperatura no hay una tendencia clara. Así, se puede observar (Tabla 5.73), que las muestras incubadas durante 42 días a 10 °C tienen un mayor contenido neto de NO_3^- que las incubadas a 15 °C; del mismo modo, las incubadas a 20 °C tienen más nitratos, (3,82 mg kg⁻¹), que las que fueron incubadas a cualquier otra temperatura, tanto inferior como superior, mientras que a los 3 días tienen menos que a las demás temperaturas, por lo que cabe sospechar un error de determinación.

Por tanto, se podría establecer que en las muestras incubadas a temperaturas superiores a 20 °C los procesos nitrificantes se desarrollan mal mientras que en las incubadas a temperaturas inferiores varían de manera aleatoria en función del tiempo y la temperatura.

5.10.2.4. Humedad del 100% c.c.

Nmin-Ntinorg

A la humedad de capacidad de campo, (100% c.c.), sigue manifestándose que el aumento de la temperatura determina una tendencia al aumento de la mineralización neta de los compuestos orgánicos de nitrógeno. De igual manera, el tiempo favorece dicha mineralización, dado que las cantidades más altas de Nmin-Ntinorg se registran en las muestras incubadas durante los 42 días de la incubación (Tabla 5.73 y Figura 5.104), de modo que el valor más alto de Nmin-Ntinorg (29,87 mg kg⁻¹) se obtiene para las muestras incubadas a 35 °C durante 42 días. También a esta humedad la incubación realizada a 20 °C sigue dando resultados dudosos, pues si bien los contenidos de Nmin-Ntinorg sí que aumentan con la temperatura cabría esperar, al analizar los datos, valores superiores a los determinados, lo que lleva a pensar que en la incubación a 20 °C y 100% c.c. se produjo alguna alteración que no fue detectada.

La mineralización neta también se ve favorecida por el incremento de la humedad, ya que en todas las incubaciones realizadas, con excepción de la de 10 °C, las cantidades de Nmin-Ntinorg son superiores a las halladas en las incubaciones con el suelo humectado

a un porcentaje inferior al de capacidad de campo; en el caso de la temperatura de 10 °C se obtienen valores más altos para las muestras humectadas al 65 y 80% c.c. (Tabla 5.73).

Destaca que en el caso de la temperatura de 10 °C a los 42 días las muestras humectadas al 100% c.c. tienen un contenido de **N_{tinorg}** (8,58 mg kg⁻¹) que es ligeramente menor que para las humectadas a 80% c.c. (9,64 mg kg⁻¹), aunque se trata de una excepción al comportamiento general.

N_{min}-NH₄⁺

Una de las consecuencias que se puede deducir a partir de los datos obtenidos (Tabla 5.73) es que los procesos que dan lugar a las formas amoniacales del nitrógeno se intensifican con el aumento de la temperatura y el tiempo de incubación.

Las temperaturas que originan los contenidos netos más altos de N_{min}-NH₄⁺ en el suelo, son las superiores a 20 °C. Este hecho se incrementa con el tiempo de incubación, puesto que para cada temperatura cuanto mayor es el tiempo de incubación mayor es el contenido de amonio en las muestras.

En relación a los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C, hay que decir que también siguen esta tendencia (con la excepción de las muestras incubadas a 20 °C y para tiempos de incubación superiores a los 24 días en las cuales se alcanzan valores negativos (-2,34 mg kg⁻¹) (Tabla 5.73). Además, para esta humedad se observa que los valores obtenidos después de 42 días de incubación para las muestras sometidas a 10 y 15 °C son muy similares; sin embargo, para tiempos de incubación inferiores como 10 y 24 días, las diferencias entre las muestras incubadas a estas dos temperaturas son notorias. Ya que,

- Para t=10 días, la muestra de 10 °C da un valor de 1,1 mg kg⁻¹ y la de 15 °C da 3,12 mg kg⁻¹ de N_{min}-NH₄⁺.
- Para t = 24 días, la muestra incubada a 10 °C contienen 3,30 mg kg⁻¹ de N_{min}-NH₄⁺, mientras que la de 15 °C contiene 6,60 mg kg⁻¹.

Por lo tanto, las muestras incubadas a estas dos temperaturas siguen durante los primeros 24 días la tendencia general, esto es, incrementar el contenido de amonio en el suelo a medida que aumenta la temperatura y el tiempo de incubación, pero esta tendencia, en periodos de tiempo más largos, no se sostiene en las muestras incubadas a 15 °C.

Si se comparan los resultados obtenidos para el suelo al 100% c.c. con los del suelo al 80% c.c. (Tabla 5.73), se podría concluir que, en general, este aumento de la humedad no supone grandes cambios en la amonificación a lo largo del tiempo para todas las temperaturas de ensayo.

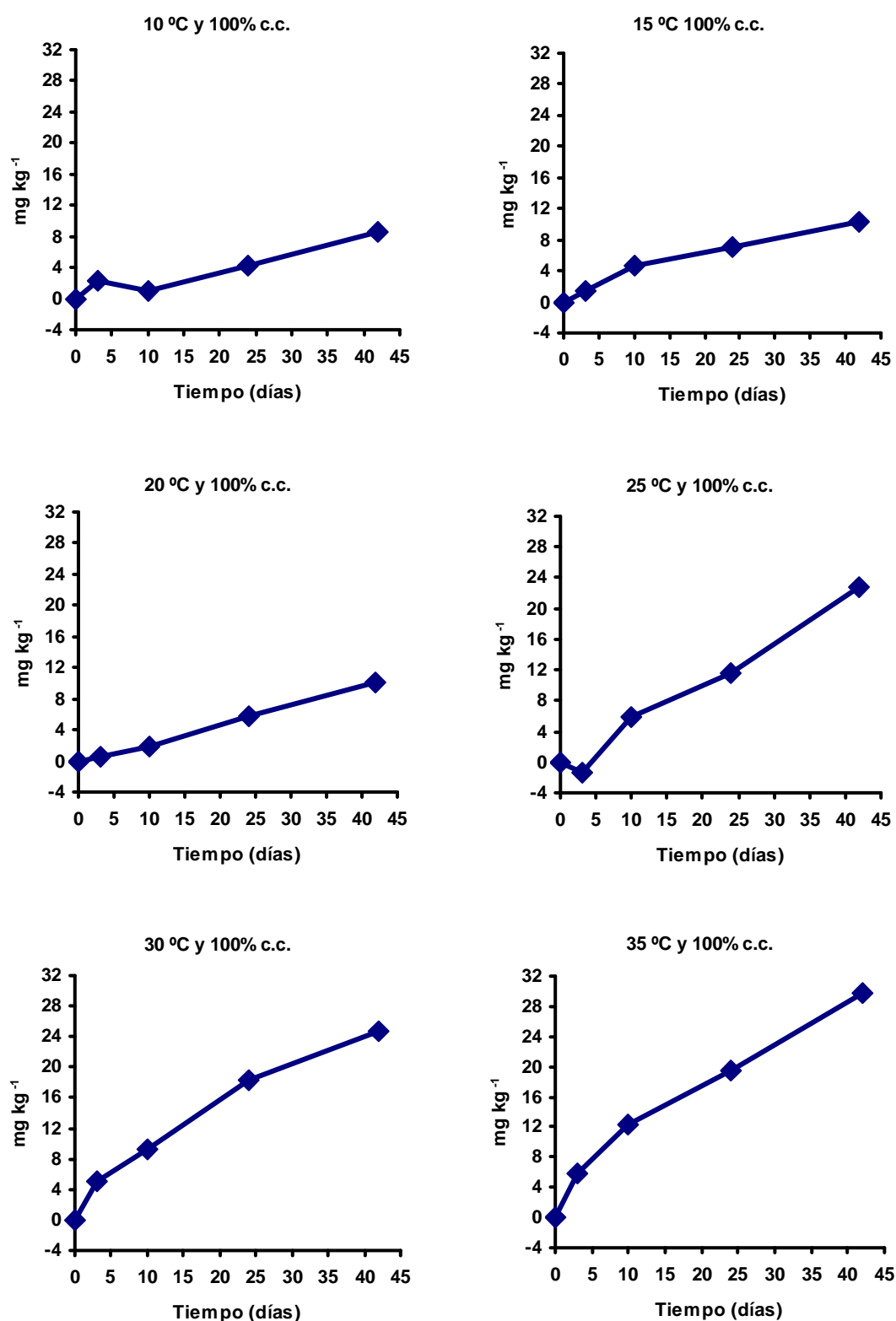


Figura 5.104.- Suelo Robledal: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 100% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Nmin-NO₂⁻

Los datos correspondientes al suelo Robledal con esta humedad (100% c.c.) conducen a decir que prácticamente no existen nitritos en las muestras del suelo de ensayo (Tabla 5.73). Tal como se puede comprobar en dicha tabla, las cantidades de nitrógeno inorgánico en forma de NO₂⁻ se pueden considerar poco significativas, ya que los únicos valores superiores a 1 mg kg⁻¹ corresponden a las muestras incubadas durante 10 días a 15 y 35 °C, por lo que no se pueden establecer relaciones con las variables de incubación utilizadas (humedad, temperatura, tiempo); además, en la mayoría de las muestras los contenidos de nitritos son inferiores a 0,5 mg kg⁻¹, como se puede apreciar en la tabla 5.73.

En definitiva el incremento de la humedad del suelo no implica un aumento de las formas NO₂⁻ en el suelo Robledal sometido a incubaciones en el rango térmico de 10 a 35 °C.

Nmin-NO₃⁻

Al igual que en la humedad anterior (80% c.c.), las temperaturas de ensayo que dan lugar a un mayor contenido de nitratos en el suelo son 20 y 25 °C, por este orden, (Tabla 5.73). Para esta forma de nitrógeno la temperatura menos eficaz es 35 °C, ya que a lo largo de todo el ensayo se obtienen contenidos muy bajos e, incluso, negativos de Nmin-NO₃⁻ (por ejemplo, a t = 42 días se obtienen -0,49 mg kg⁻¹, lo que podría indicar un incipiente proceso de desnitrificación o de inmovilización.

En las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a 20 °C se constata que los contenidos en NO₃⁻ son ligeramente superiores en las muestras incubadas a 10 °C que en las incubadas a 15 °C e incluso que las incubadas a 30 °C durante un período de 10 días.

Como se puede ver en la tabla 5.73, las cantidades de nitratos acumuladas a los 42 días de incubación en las muestras incubadas a 15 y 30 °C son similares (2,37 y 2,59 mg kg⁻¹, respectivamente), por lo que cabe la hipótesis de que se deben generar, en el medio edáfico, condiciones independientes de la temperatura, que llevan a resultados parecidos en los procesos de nitración.

Tal vez, el hecho más relevante de este ensayo con el suelo a capacidad de campo sea que, para todas las temperaturas experimentales, sobre todo a la temperatura de 20 °C y con excepción de 35 °C, se produce un incremento de las formas NO₃⁻ a partir de los 24 días de incubación, como se pone de manifiesto en los siguientes ejemplos: muestra incubada a 25 °C durante 24 días → 1,71 mg kg⁻¹ y a los 42 días → 6,99 mg kg⁻¹; muestra incubada a 10 °C durante 24 días → 0,88 mg kg⁻¹ y a los 42 días → 1,02 mg kg⁻¹ (Tabla 5.73). Pese a este comportamiento cabe decir que los nitratos, en general, bajo estas condiciones de humedad no se acumulan en el suelo, bien porque los procesos oxidativos no están favorecidos o bien aún estándolo, porque los nitratos son consumidos por las poblaciones de amonificantes, proceso que sí está favorecido, sobre todo a las temperaturas superiores a 25 °C o se pierden por desnitrificación.

5.10.2.5. Humedad del 160% c.c.

Nmin-Ntinorg

De modo general se puede decir que, a esta humedad, la mineralización neta de los compuestos de nitrógeno aumenta con el tiempo de incubación de las muestras de suelo Robledal con excepción de las incubadas a 20 y 25 °C. Como ya se ha visto a humedades inferiores, al analizar los datos (Figura 5.105), se evidencian algunos comportamientos particulares, como por ejemplo:

☞ A 10 °C después de tres días de incubación, el valor de Nmin-Ntinorg es negativo (-0,61 mg kg⁻¹) lo que indica que hay pérdidas de compuestos de nitrógeno en el suelo, que podrían ser debidas a procesos de desnitrificación, de inmovilización o de metabolismo anamox, dado el nivel de humectación del suelo. Pero esta tendencia se invierte, a medida que aumentan los días de incubación, de tal forma que a los 42 días la mineralización neta de nitrógeno a 10 °C es superior a la que se produce, para el mismo tiempo, a 15 °C (6,20 mg kg⁻¹ y 4,14 mg kg⁻¹, respectivamente).

☞ A 15 °C la mineralización neta transcurre de la manera siguiente: las cantidades de Nmin-Ntinorg son bajas y con tendencia a disminuir durante los 10 primeros días de incubación, pero en los días sucesivos aumenta de forma paulatina. En consecuencia, se afianza la idea de que la variable tiempo es importante en los procesos de mineralización de nitrógeno.

☞ A 25 °C la evolución es contraria a la descrita para 15 °C, ya que la mineralización neta aumenta con el tiempo hasta los 24 días pero se reduce en un 50% a los 42 días de incubación.

☞ A 30 y 35 °C los contenidos de Nmin-Ntinorg aumentan hasta el final de las incubaciones, aunque existen diferencias entre ambas. Así, la mineralización es superior a 35 °C durante los 10 primeros días pero en los días sucesivos los contenidos de Nmin-Ntinorg son inferiores a los de las muestras incubadas a 30 °C (Tabla 5.73).

Nmin-NH₄⁺

Teniendo en cuenta los valores de Nmin-NH₄⁺ obtenidos para el suelo humectado al 160% c.c. (Tabla 5.73), las mejores condiciones para la amonificación se darían a 30 y 35 °C y en ambas incubaciones la cantidad de formas amoniacaes aumenta a medida que transcurre el tiempo de incubación; sin embargo, a los 42 días se acumula más NH₄⁺ a 30 °C (17,79 mg kg⁻¹) que a 35 °C (16,08 mg kg⁻¹).

Una vez más hay que mencionar que el suelo incubado a la temperatura más baja, 10 °C, tiene un comportamiento similar al manifestado a humedades inferiores, es decir, la cantidad neta de formas NH₄⁺ aumenta en el suelo a medida que aumentan los días de

incubación, llegando a un valor de $2,81 \text{ mg kg}^{-1}$, que sólo es superado por las muestras incubadas a 30 y 35 °C.

En las incubaciones realizadas a 15, 20 y 25 °C, si bien a medida que avanza la incubación las cantidades de Nmin-NH_4^+ aumentan, esta tendencia no se mantiene una vez que se sobrepasan los 24 días y disminuyen para tiempos más largos de incubación, es decir, los valores a los 42 días son inferiores a los de 24 días de incubación (Tabla 5.73).

Nmin- NO_2^-

Básicamente, se podría decir que la nitrosación en el suelo de robledal con este grado de humedad (160% c.c.) no es relevante en ninguno de los ensayos realizados. No existen grandes diferencias, en cuanto a la evolución de los nitritos del suelo, entre los valores obtenidos para las incubaciones realizadas a las distintas temperaturas (Tabla 5.73); en los resultados obtenidos se observan valores superiores o próximos a 1 mg kg^{-1} tanto a 35 y 30 °C como a 15 °C.

Nmin- NO_3^-

El análisis de la nitración neta en este suelo a 160% c.c. (Tabla 5.73), indica que salvo a 10 y 25 °C para las demás temperaturas de incubación podría tener lugar el proceso de desnitrificación o bien otro proceso que consuma nitratos como la inmovilización. Estos procesos que conllevan la disminución de los nitratos del suelo, tienden a aumentar con el tiempo de incubación en el caso de las muestras incubadas a 35 °C, pero en las incubadas a 30 °C la disminución de nitratos en el suelo Robledal llega a su máximo a los 10 días, ($-2,21 \text{ mg kg}^{-1}$) y en los días sucesivos es menor, es decir se aminora la pérdida de nitratos en el medio edáfico.

En las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a los 25 °C la evolución de las formas NO_3^- presenta algunas diferencias con la comentada anteriormente. Así, en el caso de la incubación realizada a 15 °C, si bien se produce pérdida de nitratos durante los primeros 24 días, en los días sucesivos y hasta finalizar el ensayo se invierte el proceso, es decir, hay nitración neta en el suelo, de tal forma que a los 42 días se registra la mayor cantidad de NO_3^- contenida en el suelo Robledal a 160% c.c. para cualquiera de las temperaturas ($3,63 \text{ mg kg}^{-1}$). La incubación realizada a 10 °C se inicia con procesos que determinan la pérdida de nitratos en el suelo, pero a partir del tercer día se generan nitratos de forma creciente hasta el final de la incubación.

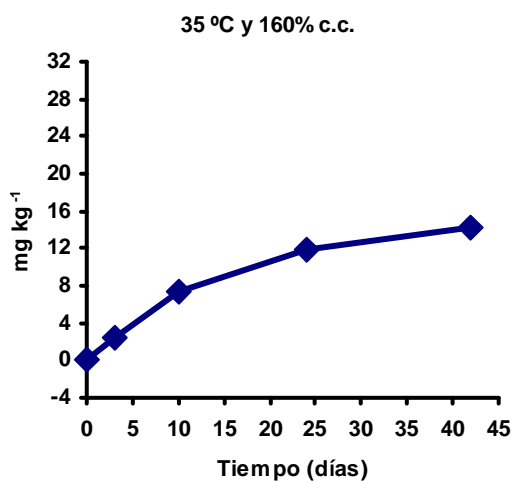
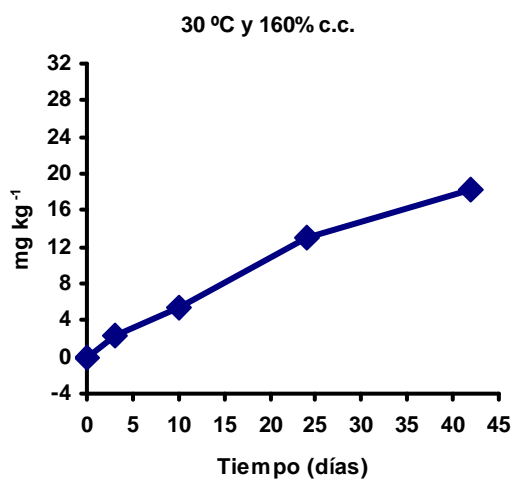
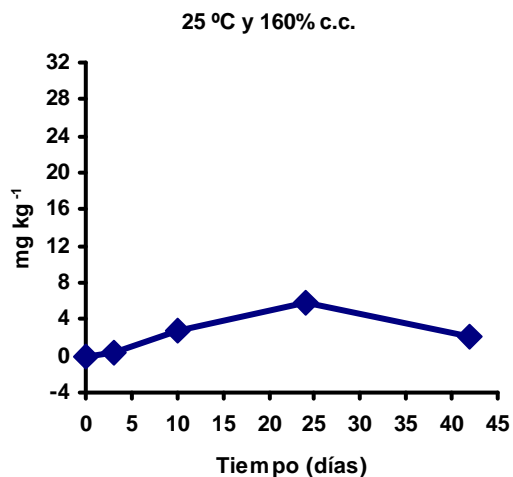
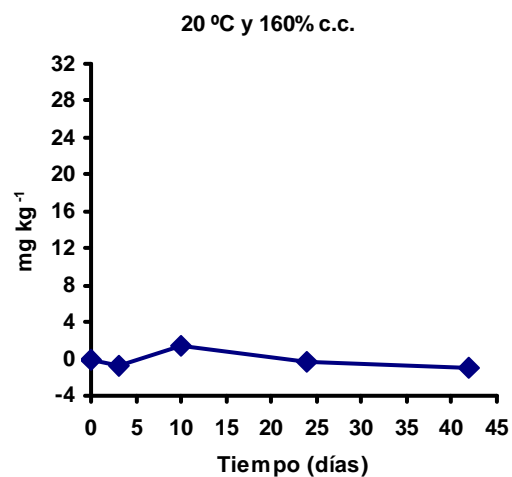
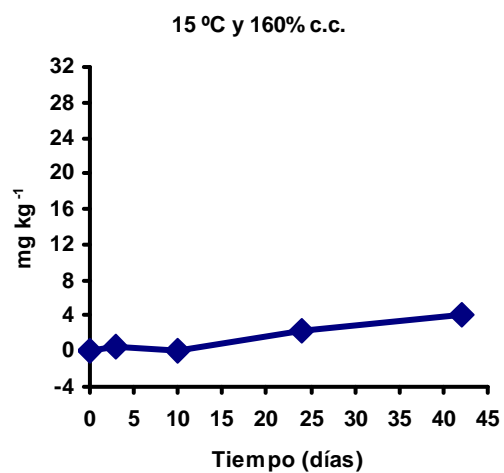
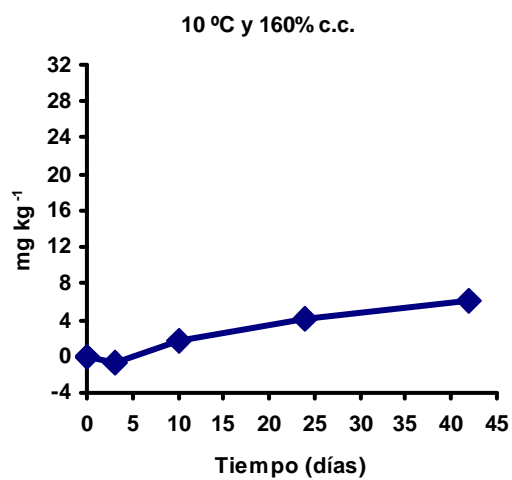


Figura 5.105.- Suelo Robledal: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 160% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

También se inicia con una ligera pérdida de nitratos la incubación realizada a 25 °C y sigue una evolución análoga a la de 10 °C, es decir, hay nitración a partir del décimo día de incubación, pero los niveles de NO_3^- en las muestras incubadas a 25 °C son inferiores a los de las incubadas a 10 °C, por lo que cabe pensar que las condiciones generadas no permiten un buen desarrollo del proceso.

En resumen, en el suelo Robledal humectado al 160% c.c. y sometido a temperaturas superiores a los 25 °C, se favorecen los procesos que disminuyen las cantidades de Nmin-NO_3^- y los que aumentan las de Nmin-NH_4^+ que se consolidan con el tiempo, mientras que a temperaturas más bajas, como 10 °C, no se ven favorecidos ninguno de tales procesos.

5.10.3. Suelo Prado

5.10.3.1. Humedad del 40% c.c.

Nmin-Ntinorg

La evolución de la mineralización neta de los compuestos de nitrógeno, en las muestras del suelo Prado con este contenido hídrico a las diferentes temperaturas de ensayo, parece indicar que la temperatura ejerce un efecto positivo sobre el proceso, hecho que se constata sobremano a partir de los 20 °C (Tabla 5.74). El valor máximo de Nmin-Ntinorg , 20,34 mg kg^{-1} , se da a 30 °C y a los 42 días de incubación, por lo que también se manifiesta que el factor tiempo tiene importancia en el desarrollo de la mineralización neta; este hecho se evidencia en todos los ensayos realizados a las diferentes temperaturas al observar los resultados obtenidos, se observa que éstos son más elevados a tiempos de incubación de 42 días (Figura 5.106). En consecuencia, se puede decir “a priori” que en este suelo y bajo estas condiciones, la temperatura y el tiempo favorecen la mineralización de los compuestos orgánicos del nitrógeno.

No obstante, el comportamiento de las muestras incubadas a 35 °C constituye una excepción a la afirmación anterior. Si se analizan los datos obtenidos para esta temperatura, se pone de manifiesto que la mineralización neta sufre una inhibición acusada en los primeros días de incubación a 35 °C, de modo que en el día tres se registra un valor de Nmin-Ntinorg de -10,73 mg kg^{-1} , el más bajo de todos los obtenidos en los diferentes ensayos para esta humedad; dicho valor podría ser indicador de una posible inmovilización de los compuestos de nitrógeno por los microorganismos edáficos. Al décimo día de incubación la mineralización neta sigue siendo negativa, pero en los días posteriores los valores van aumentando, lo que podría indicar la remisión de la hipotética inmovilización,

de modo que se vería apoyada la hipótesis de la influencia positiva del tiempo en el proceso de mineralización neta del nitrógeno.

Nmin-NH₄⁺

Ante los datos obtenidos en la experimentación realizada (Tabla 5.74) se podría decir que, en su conjunto, los procesos de amonificación no se desarrollan bien bajo estas condiciones de humedad, puesto que ni las variaciones térmicas ni el tiempo de incubación, producen una estimulación significativa de tales procesos. No obstante, se manifiesta que el incremento de la temperatura y del tiempo de incubación determina que los resultados negativos pasen a ser positivos y que las formas amoniacales presentes en el suelo sean cada vez más elevadas, es decir, se pasa de una situación de posible inmovilización a una mineralizante cada vez más eficaz, hecho que se ve reflejado en la tabla 5.74.

También es notorio que la temperatura de 35 °C desencadena una gran activación de los procesos amonificantes. Esta activación se prolonga en el tiempo y de esta forma se registra un valor 31,95 mg kg⁻¹ a los 42 días de incubación, siendo el máximo contenido de formas amoniacales obtenido en todos los ensayos realizados con el suelo Prado al 40% c.c. de humedad.

Nmin-NO₂⁻

Los resultados obtenidos en todos los ensayos realizados con las muestras de suelo Prado al 40% de su capacidad de campo, incubadas durante 42 días a las diferentes temperaturas de ensayo (de 10 a 35 °C) indican que la cantidad de nitritos, en general, es baja (Tabla 5.74).

Este hecho puede tener una doble interpretación: una de ellas sería que el proceso de nitrosación no está favorecido en ningún caso, y la otra sería que ésta sí se lleva a cabo, es decir, se realiza la oxidación de las formas amoniacales a nitritos, pero que éstas son, a su vez, oxidados de forma inmediata a nitratos, en cuyo caso se tendrá la respuesta en las formas de nitratos.

Pese al comentario anterior, se puede apuntar que si tiene lugar la nitrosación de manera regular no se produciría acumulación de las formas amoniacales en el suelo, como parece ser que sucede a 35 °C a los 42 días de incubación, lo que se puede apreciar en la tabla 5.74, lo que lleva a pensar que la primera opción sería la más probable.

Nmin-NO₃⁻

Como rasgo general se puede decir que el proceso de nitración se activa al incrementar tanto la temperatura hasta 30 °C como el tiempo de incubación, tomando como base de lo dicho anteriormente los datos experimentales mostrados en la tabla 5.74.

Si se realiza un análisis pormenorizado de los distintos ensayos a cada temperatura, se detecta que la temperatura de 30 °C es la más adecuada para la nitración, ya que a esta temperatura no se produce, a diferencia de todas las demás, inmovilización neta de nitratos en ningún momento de la incubación sino que, por el contrario, aumenta la nitración neta en el suelo con el tiempo.

Al igual que en las formas anteriormente comentadas, el contrapunto a lo expuesto lo aportan los resultados obtenidos en el ensayo a 35 °C ya que, como se puede constatar en la tabla 5.74, se produce inmovilización neta de los nitratos a lo largo de toda la incubación, es decir, predomina la asimilación de los nitratos por la biomasa edáfica sobre su formación. Un comportamiento parecido con una significación mucho menor, se produce a la temperatura de 10 °C.

Para el resto de las temperaturas ensayadas se puede decir que la evolución de la nitración transcurre de modo que inicialmente existe inmovilización neta pero, en general, a partir del día 10 de incubación el proceso se invierte, o dicho de otro modo, las formas nitrato no son asimiladas en su totalidad por los microorganismos edáficos y sus excedentes están presentes en el suelo, por lo que la nitración predomina sobre la asimilación; tal como se puede observar en la tabla 5.74.

Si se tiene en cuenta toda la exposición realizada, se puede concluir que, en general, el aumento de la temperatura hasta los 30 °C y del tiempo de incubación, favorece los procesos de mineralización de los compuestos orgánicos nitrogenados, fundamentalmente la nitrificación y, en consecuencia, mejoran la mineralización neta.

Sin embargo, la temperatura de 35 °C en condiciones de humedad del 40% de la capacidad de campo del suelo parece que actúa como factor limitante para la actividad o desarrollo de la microflora nitrificante del suelo. Contrariamente, los organismos amonificantes que llevan a cabo la hidrólisis de los compuestos orgánicos nitrogenados, son estimulados y manifiestan mayor actividad a esta temperatura. Este comportamiento podría explicar la existencia de una inmovilización de los nitratos a 35 °C, al ser asimilados por las poblaciones de microorganismos productores de las formas amoniacales.

5.10.3.2. Humedad del 65% c.c.

N_{min}-N_{tinorg}

Al igual que en la humedad anterior (40% c.c.), los resultados de los ensayos realizados con las muestras del suelo Prado con una humedad del 65% de la capacidad de campo, parecen indicar que la temperatura de incubación influye en los procesos de mineralización neta de los compuestos orgánicos del nitrógeno, siendo ésta tanto mayor cuanto mayor es dicha temperatura, como así se refleja en la tabla 5.74. Del mismo modo, se puede ver como también, el efecto del tiempo de incubación es positivo, ya que el valor de mayor mineralización neta (32,07 mg kg⁻¹) se determina a 35 °C en el día 42 de incubación (Figura 5.107).

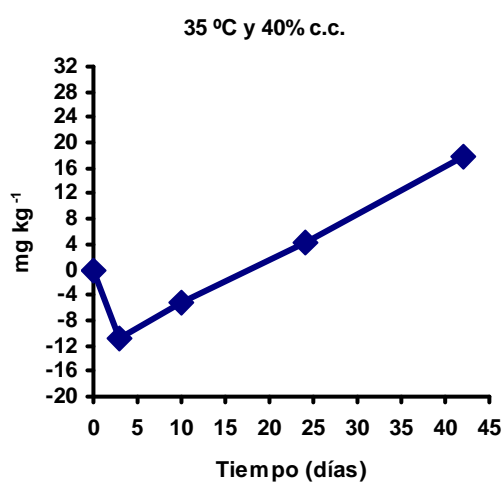
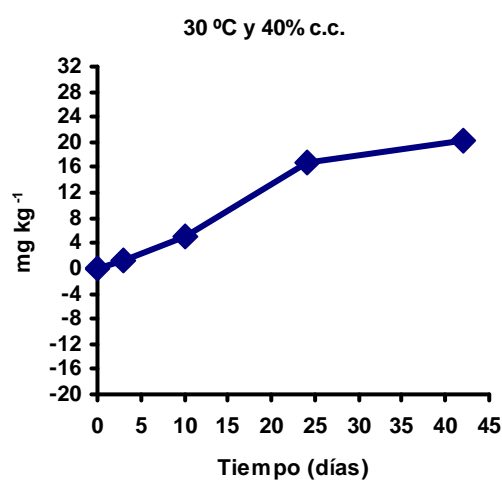
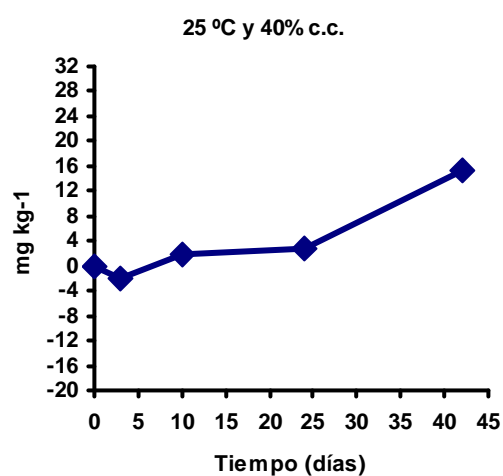
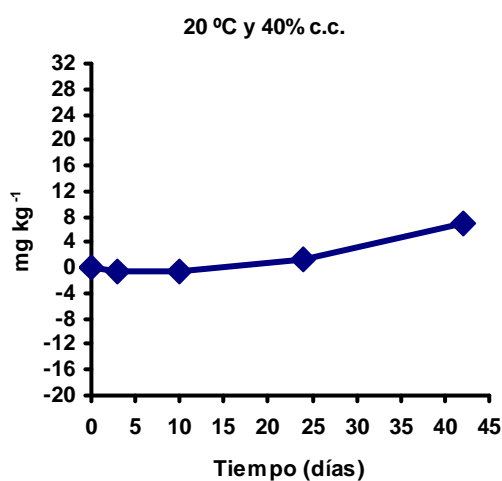
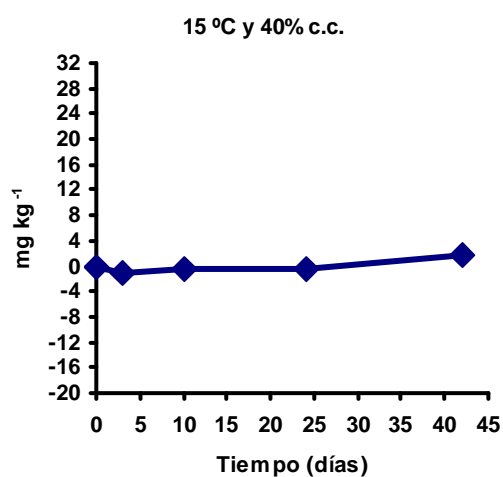
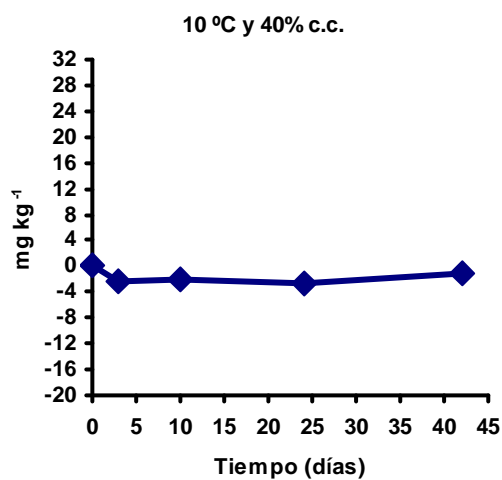


Figura 5.106.- Suelo Prado: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 40% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Tabla 5.74.- Suelo Prado: cantidades (mg kg^{-1}) mineralizadas (**Nmin**) de las formas de nitrógeno (**Ntminorg**, NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^-) acumuladas desde el inicio hasta los días 3, 10, 24 y 42 de las incubaciones realizadas a las distintas condiciones de humedad y temperatura experimentales.

°C	Nmin-Ntminorg					Nmin-NH ₄ ⁺					Nmin-NO ₂ ⁻					Nmin-NO ₃ ⁻				
	Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
	3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24		
10	-2,40	-2,18	-2,79	-0,97		0,59	0,14	-0,18	-0,06		0,04	0,44	0,24	0,20		-3,09	-2,77	-2,85	1,12	
15	-1,07	-0,54	-0,46	1,60		-0,42	-0,34	-0,62	-0,50		-0,09	0,07	0,23	-0,13		-0,56	-0,27	0,05	2,27	
20	-0,69	-0,44	1,42	6,81		-0,01	0,11	0,15	0,52		0,45	-0,02	0,46	-0,07		-1,12	-0,52	0,81	6,37	
25	-2,08	1,94	2,74	15,34		0,18	0,22	-0,14	1,55		0,56	1,40	1,08	0,56		-2,82	0,31	1,80	13,23	
30	1,36	4,92	16,70	20,34		-0,38	-0,30	0,68	1,75		0,27	-0,05	-0,13	0,19		1,48	5,28	16,42	18,40	
35	-10,73	-5,13	4,25	17,80		3,23	8,2	19,62	31,95		-0,32	0,18	0,30	-0,40		-13,68	-13,51	-15,68	-13,75	
10	-3,33	-1,56	-1,52	0,33		0,42	0,29	-0,09	-0,05		0,39	0,78	0,35	0,56		-4,14	-2,63	-1,77	0,18	
15	-0,37	2,09	0,22	4,28		-0,48	-0,44	-0,62	-0,39		-0,08	1,01	-0,13	0,10		0,2	1,52	1,38	4,58	
20	0,16	3,38	5,99	12,05		0,05	0,14	0,23	0,41		-0,26	-0,03	1,64	0,06		0,36	2,27	3,82	11,58	
25	-0,47	3,34	6,29	16,05		0,27	0,80	-0,18	0,45		1,08	1,08	0,99	3,77		-1,81	1,46	5,48	11,84	
30	2,89	6,99	14,50	21,61		-0,44	-0,39	-0,62	-0,39		0,19	1,54	0,23	0,19		3,14	5,75	15,07	21,82	
35	-2,37	9,00	21,05	32,07		3,37	8,70	18,23	21,51		-0,02	0,43	-0,30	-0,25		-5,62	-0,13	3,13	10,51	
10	-2,47	-1,86	-1,16	2,03		0,2	0,01	-0,13	-0,04		0,29	0,76	0,43	0,43		-2,96	-2,63	-1,45	1,64	
15	2,14	2,81	1,08	3,34		-0,43	-0,28	-0,62	-0,52		0,25	1,55	0,40	0,11		2,32	1,55	1,74	3,76	
20	1,50	5,16	7,13	14,1		0,16	0,01	0,16	0,40		-0,30	0,33	3,41	-0,01		1,64	4,81	3,56	13,71	
25	0,15	2,49	7,38	13,61		0,49	0,11	-0,18	-0,18		0,77	1,54	1,64	1,35		-1,12	0,85	5,97	12,44	
30	5,30	7,34	8,80	14,03		-0,38	-0,47	-0,62	-0,47		0,16	0,94	0,26	0,65		5,52	6,88	9,25	19,26	
35	-10,98	-1,58	8,00	17,11		3,08	12,28	18,47	12,62		-0,06	0,14	-0,25	-0,39		-14,00	-14,00	-10,22	4,88	

% c.c.	40	65	80
--------	----	----	----

Tabla 5.74 (Continuación).– Suelo Prado: cantidades (mg kg^{-1}) mineralizadas (**Nmin**) de las formas de nitrógeno (**Ntinorg**, NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^-) acumuladas desde el inicio hasta los días 3, 10, 24 y 42 de las incubaciones realizadas a las distintas condiciones de humedad y temperatura experimentales.

% c.c.	°C	Nmin-Ntinorg					Nmin-NH₄⁺					Nmin-NO₂⁻					Nmin-NO₃⁻				
		Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42	
100	10	-2,76	-1,51	-0,16	3,84		0,18	0,29	-0,18	-0,13		0,06	1,10	1,00	1,15		-3,01	-2,9	-0,93	2,81	
	15	-0,14	1,53	-1,86	0,22		-0,46	-0,46	-0,62	-0,46		-0,08	7,80	0,76	0,55		0,4	-5,81	-1,53	0,14	
	20	0,41	2,70	5,57	14,85		0,29	0,03	0,18	0,29		-0,33	-0,02	2,93	0,23		0,45	2,69	2,45	14,34	
	25	-0,20	2,55	8,16	14,19		0,39	0,50	-0,18	0,50		1,26	0,69	1,21	0,53		-1,85	1,37	7,19	13,16	
	30	2,28	7,51	5,10	14,03		-0,25	-0,41	-0,62	-0,57		0,39	0,60	0,44	1,7		2,15	7,32	5,59	12,90	
	35	5,21	5,81	17,17	26,61		3,92	11,65	20,83	25,50		-0,34	0,65	2,51	-0,28		1,63	-6,28	-6,17	1,40	
160	10	-5,64	-8,18	-12,40	-12,89		0,75	0,56	0,07	-0,06		0,46	1,26	1,26	0,95		-6,85	-10,01	-13,73	-13,79	
	15	-4,43	-12,28	-15,96	-16,65		0,06	0,74	-0,28	-0,14		0,14	0,35	0,76	0,42		-4,64	-13,37	-16,44	-16,92	
	20	-7,86	-13,47	-12,55	-13,50		1,2	2,13	3,58	1,75		-0,31	-0,17	0,41	0,41		-8,75	-15,43	-16,16	-14,84	
	25	-10,47	-17,45	-17,60	-15,44		1,79	1,50	1,07	2,49		0,91	0,86	0,98	0,4		-13,19	-19,6	-19,63	-18,34	
	30	-13,52	-12,25	-3,79	-15,66		2,48	5,30	12,69	1,04		0,56	0,01	0,84	0,21		-16,56	-17,55	-17,32	-16,91	
	35	-4,89	4,74	5,79	11,54		9,44	18,58	21,53	27,78		-0,26	0,78	-0,19	-0,13		-14,07	-14,63	-15,55	-16,11	

Asimismo, se pone de manifiesto la influencia de la tercera variable experimental, la humedad, que permite aventurar la hipótesis de que el aumento del contenido hídrico del suelo mejora los procesos implicados en la transformación de las formas orgánicas del nitrógeno en formas inorgánicas. Esta hipótesis se basa en el análisis de los resultados expresados en la tabla 5.74 y si se comparan los datos obtenidos para las muestras con el 65% y el 40% c.c. de humedad, se observa que la mineralización neta mejora en todas las temperaturas experimentales para todos los tiempos de control para el suelo con la humedad más alta. Al relacionar los datos mostrados en ambas tablas se puede decir que:

☞ En el caso de la incubación realizada a la temperatura de 10 °C, la menor de todas las experimentales, la inmovilización neta observada para el suelo al 40% c.c. persiste en el suelo al 65% c.c., pero con tendencia general a disminuir su intensidad con el tiempo, es decir, a esta última humedad es menor la inmovilización neta y es tanto menor cuanto mayor es el tiempo de incubación, de tal forma que a los 42 días se desarrolla una mineralización neta incipiente.

☞ A las temperaturas de 15, 25 y 35 °C, la inmovilización neta desaparece a los tres días de incubación, en las muestras al 65% c.c. de humedad.

☞ A las temperaturas de 20 y 30 °C no existe inmovilización neta a lo largo de todo el periodo de incubación en el caso de las muestras con la humedad más alta (65% c.c.).

☞ Además, para el suelo al 65% c.c. de humedad para todas las temperaturas de incubación la mineralización neta se incrementa con el tiempo; ello quiere decir que los valores más elevados se registran a los 42 días de incubación.

Por tanto, se podría ratificar que el mayor contenido en agua del suelo favorece la mineralización del nitrógeno orgánico. Ahora bien, si bien este efecto positivo es importante en las incubaciones realizadas a las temperaturas más bajas (10, 15 y 20 °C), no lo es tanto para las de 25 y 30 °C; en ellas a medida que transcurre el tiempo de incubación, el efecto estimulador de la humedad sobre la mineralización es menor, tal y como se puede comprobar por el hecho de que se obtengan valores de $N_{min}-N_{tinorg}$ similares para ambas humedades, así son ejemplos los siguientes valores: 15,34 mg kg⁻¹ a 25 °C y 40% c.c. / 16,05 mg kg⁻¹ a 25 °C y 65% c.c.; 20,34 mg kg⁻¹ a 30 °C y 40% c.c. / 21,61 mg kg⁻¹ a 30 °C y 65% c.c.

La evolución de la mineralización neta a la temperatura de 35 °C, como sucedía en el caso de la humedad del 40% c.c., necesita un comentario diferenciado. En esta incubación del suelo al 65% c.c., también inicialmente (a $t = 3$ días) se produce inmovilización neta, pero en menor cuantía que al 40% c.c. de humedad. A partir de este día el contenido de nitrógeno total inorgánico en las muestras de suelo se incrementa de forma notoria con el tiempo de incubación, de tal forma que no se pone de manifiesto una ralentización, como en las temperaturas de 25 y 30 °C, sino que, por el contrario, a partir del día tres en todos los tiempos control de la incubación, se determinan valores de $N_{min}-$

N_{inorg} cada vez más altos y diferenciados de los de los restantes ensayos, de modo que a $t = 42$ días la mineralización neta determinada es de $32,07 \text{ mg kg}^{-1}$, siendo éste el valor mayor obtenido de todo el conjunto de ensayos realizados a esta humedad y prácticamente el doble del obtenido a la humedad del 40% de capacidad de campo.

Teniendo en cuenta lo comentado con anterioridad, parece que el aumento de la humedad del suelo del 40% al 65% de la capacidad de campo, no determina la activación de los procesos de amonificación. Sin embargo, estos bajos contenidos de $\text{N}_{\text{min}}\text{-NH}_4^+$ pueden ser interpretados de dos formas distintas: una de ellas sería, como se ha dicho previamente para explicar comportamientos similares, que la humedad no activa a los procesos mineralizantes y la otra sería que el incremento de la humedad del suelo activa la formación de compuestos amoniacales, pero en este ambiente aerobio, éstos son oxidados de inmediato; en este caso, la evolución de las formas nitrito y nitrato indicará cual es la alternativa más acertada. Un dato a tener en cuenta es la evolución de la mineralización neta, que para el suelo al 65% c.c. es siempre superior a la que se realiza a la humedad del 40% c.c. y en la que destaca la desarrollada a 35°C .

$\text{N}_{\text{min}}\text{-NH}_4^+$

El contenido de formas amoniacales en el suelo con un nivel de humedad del 65% c.c. es, en general, muy bajo y, en algunos casos, incluso inferior a los valores iniciales, a lo largo del tiempo de incubación y para todas las temperaturas experimentales salvo la de 35°C (Tabla 5.74). El comportamiento del suelo incubado a 35°C es muy diferente al mostrado por el incubado a las demás temperaturas, ya que los valores son siempre superiores a los de partida e, incluso, a medida que aumenta el tiempo de incubación dichos valores experimentan incrementos muy significativos, de tal forma que a $t = 42$ días la cantidad de nitrógeno amoniacal presente en el medio edáfico es de $21,51 \text{ mg kg}^{-1}$. No obstante, este valor es inferior a su análogo del suelo al 40% c.c. de humedad.

$\text{N}_{\text{min}}\text{-NO}_2^-$

En general, como se puede apreciar en la tabla 5.74 los contenidos de nitritos en las muestras con un grado de humectación del 65% c.c., al igual que sucedía en la humedad inferior, son poco significativos en todos los ensayos realizados y, excepto a 25°C , varían relativamente poco con el tiempo. Si se toman como ejemplo de estudio los valores obtenidos a los 42 días de incubación, se puede comprobar que son todos positivos, salvo los de la muestra incubada a 35°C ($-0,25 \text{ mg kg}^{-1}$), y, en general, tienen poca significación, con la excepción de la muestra incubada a 25°C en la que el valor de $\text{N}_{\text{min}}\text{-NO}_2^-$ obtenido para este tiempo de incubación es relativamente importante ya que es $-3,77 \text{ mg kg}^{-1}$.

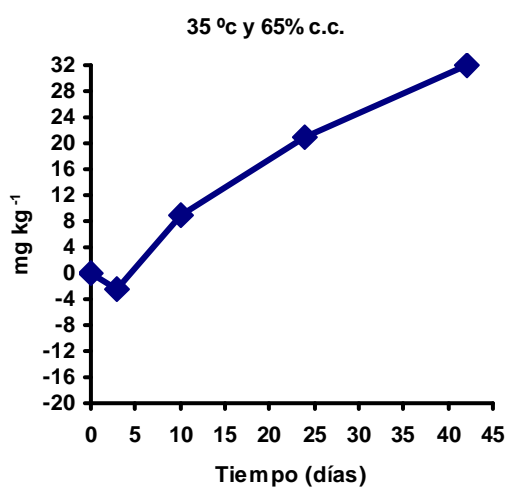
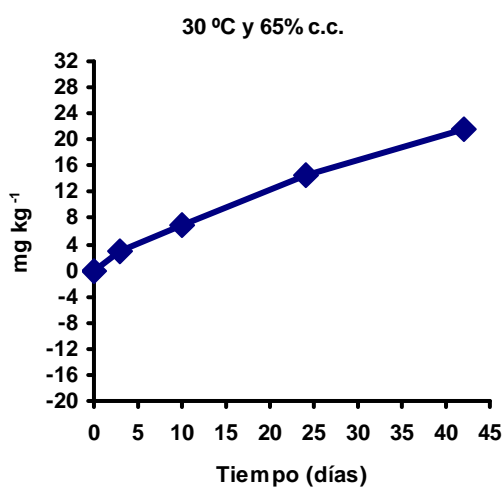
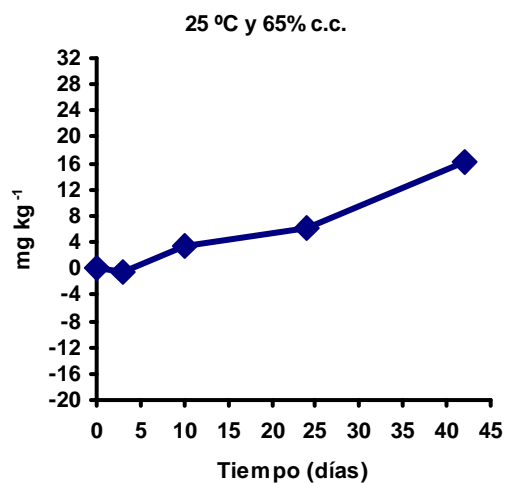
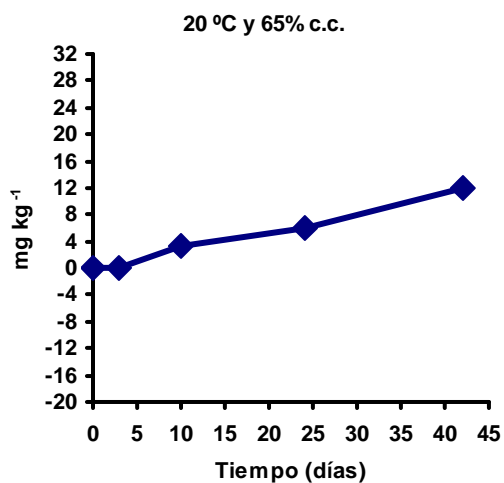
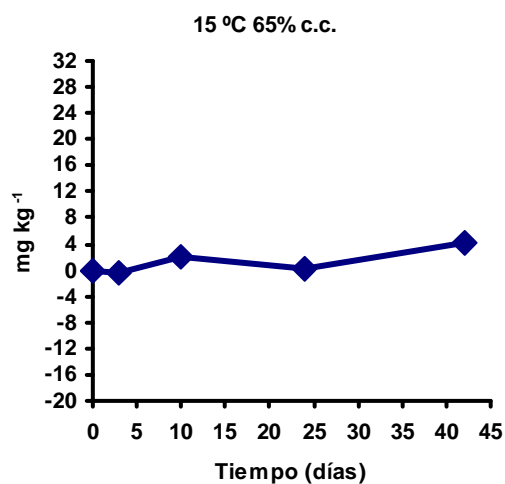
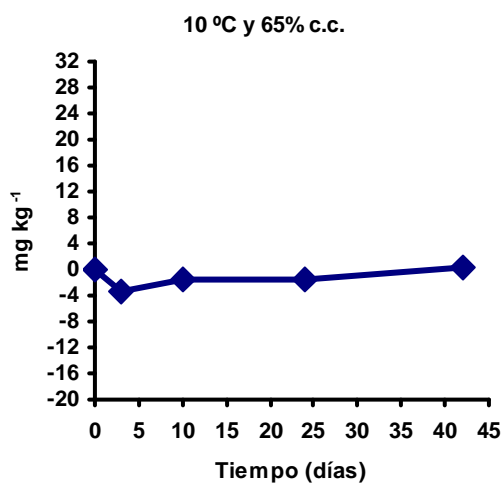


Figura 5.107.- Suelo Prado: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 65% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Consecuentemente la evolución de las formas de nitrato en el suelo con este grado de humedad, es semejante a la de la humedad inferior 40% c.c., es decir, se observa una tendencia a no acumular estas formas nitrato, de tal forma que si se forman en el medio edáfico como resultado de la oxidación de las formas amoniacales, siguen evolucionando a formas nitrato. En este caso, una vez más, el análisis de las formas nitrato podrá indicar el sentido de las reacciones que se producen en estas muestras del suelo Prado.

N_{min}-NO₃⁻

Del análisis comparativo de los datos obtenidos para el suelo al 40% y al 65% c.c. de humedad (Tabla 5.74), se puede concluir que los procesos de nitración se ven favorecidos por el aumento de agua en el suelo Prado, puesto que los contenidos de nitratos en las muestras con una humedad del 65% c.c. son, en todos los casos, mayores que los valores obtenidos para los ensayos análogos realizados a humedad de 40% c.c., como se puede comprobar en la tabla 5.74. También se constata que, con el tiempo, dichos procesos tienen un mayor desarrollo.

Así, a 10 °C desaparece la inmovilización neta después de 24 días de incubación. Sin embargo, a 35 °C la inmovilización sólo tiene lugar durante los 10 primeros días de incubación y a 25 °C se produce inmovilización sólo en los tres primeros días; en cambio a las temperaturas de 15, 20 y 30 °C no hay inmovilización. Los resultados de los ensayos realizados a 25 y 35 °C requieren un análisis más detallado, dado que muestran un comportamiento llamativo.

Si se comparan los resultados obtenidos en la incubación a 25 °C con los correspondientes a la incubación a 20 °C, cabe decir que la evolución de la nitración no sigue la misma tendencia, sino que en el suelo incubado a 25 °C comienza con inmovilización neta durante los primeros días (-1,81 mg kg⁻¹) y con el paso del tiempo se produce un incremento progresivo de la nitración, de tal forma que la nitración neta alcanza un valor de 5,48 mg kg⁻¹ a los 24 días de incubación, el cual es superior al determinado a 20 °C. En los días sucesivos el ritmo de los procesos nitrificantes parece que aminora de tal modo que a los 42 días la formación de nitratos en el suelo es de 11,84 mg kg⁻¹, valor semejante al obtenido a 20 °C (11,58 mg kg⁻¹). Esta ralentización que se produce entre los 24 y los 42 días de incubación se corresponde con el fuerte incremento de las formas nitrato, ya comentado cuando se habló de los nitratos y que se produce en este mismo período.

En cuanto a los resultados del ensayo realizado a 35 °C, parecen indicar que si bien durante los diez primeros días de incubación las formas nitrato disminuyen, bien porque son asimiladas por los microorganismos edáficos (inmovilización) o bien porque se

desnitrifican, con posterioridad las formas nitrato se acumulan en el medio edáfico, pero en menor cuantía de lo que lo hacen a 30 °C (Tabla 5.74).

Como resumen de la evolución de las formas de nitrógeno en las muestras de suelo Prado con un 65% c.c. de la humedad durante la incubación a diferentes temperaturas, se puede decir que la tendencia es similar a la de los ensayos realizados al 40% c.c. de humedad; ya que, igualmente a lo que sucedía en este último caso, tanto la temperatura como el tiempo de incubación favorecen la mineralización neta, que alcanza valores superiores a los de la humedad del 40% c.c., lo que se podría atribuir al aumento del contenido en agua del suelo, que favorecería el desarrollo de los microorganismos edáficos relacionados con la evolución de las formas de nitrógeno. En este mismo sentido se pueden interpretar los resultados de la incubación realizada a 35 °C: tomados como referencia se podría argumentar que el aumento de humedad del medio edáfico estimula con el tiempo el desarrollo de las poblaciones de bacterias edáficas presentes, pero no de forma simultánea, sino que inicialmente son favorecidas las poblaciones amonificantes (que podrían ser la causa de la inmovilización de los compuestos de nitrógeno determinada) y posteriormente se produce la estimulación de las poblaciones de nitrosantes y de nitrificantes, que determinan el final de la inmovilización. No obstante, hasta el final de la incubación las poblaciones de microorganismos amonificantes son más activas que las de los nitrificantes, ya que la cantidad de las formas amonio es superior a la de las formas más oxidadas de nitrógeno en el suelo.

5.10.3.3. Humedad del 80% c.c.

Nmin-Ntinorg

En general, al igual que en los ensayos realizados a humedades inferiores, esto es, 40 y 65% c.c., la mineralización neta está favorecida por la temperatura (Figura 5.108). De esta generalidad cabe exceptuar la temperatura de 35 °C, ya que en este caso los valores obtenidos de Nmin-Ntinorg son inferiores a sus correspondientes temporales para la temperatura de 30 °C, siendo un ejemplo los valores de Nmin-Ntinorg a tiempo 42 días de incubación que a 35 °C es de 17,11 mg kg⁻¹ y a 30 °C es de 14,03 mg kg⁻¹ (Tabla 5.74). Además a esta temperatura de 35 °C a los 3 días de incubación hay un fuerte descenso de la mineralización neta de **Ntinorg**, que pudiera estar causado por una acusada inmovilización microbiana en este ambiente aeróbico, húmedo y cálido, que remitiría al aumentar el tiempo de incubación.

Este hecho podría ser indicio de que el mayor contenido de agua del suelo Prado (80% c.c.) determinaría una menor mineralización neta, pudiendo ser la causa la existencia de una mayor inmovilización bajo estas condiciones de humedad y temperatura, o una menor formación de compuestos inorgánicos de nitrógeno, aunque también se podría pensar en una posible desnitrificación.

No obstante, una vez más se constata que el factor tiempo influye de forma positiva en la mineralización neta, puesto que en todos los ensayos realizados a las diferentes temperaturas los valores más elevados de $N_{min}-N_{tinorg}$ se obtienen a $t = 42$ días de incubación.

$N_{min}-NH_4^+$

La evolución de la amonificación neta en las muestras de suelo Prado incubadas al 80% de c.c de humedad, es similar a la de las muestras incubadas con humedad del 65% c.c., ya que los contenidos en el suelo de las mismas son poco significativos y varían poco durante la incubación, salvo en las muestras incubadas a 35 °C. A esta temperatura, tal como se puede observar en la tabla 5.74, los valores son siempre positivos y a medida que transcurre el tiempo de incubación más elevados, alcanzando a los 24 días de incubación el valor de 18,47 mg kg⁻¹; mas este ritmo creciente no se mantiene en el tiempo y a los 42 días el valor de $N_{min}-NH_4^+$ es tan sólo 12,62 mg kg⁻¹. Estos datos pueden llevar a pensar que, o bien el ritmo de producción de las formas amoniacales ha disminuido, es decir, los procesos amonificantes se ralentizan, o bien que son transformadas o retiradas del suelo a mayor velocidad, posiblemente porque se activan los procesos de oxidación al final del periodo de incubación.

Si, además, se comparan los datos obtenidos a 35 °C para esta humedad (80% c.c.) con los correspondientes para la humedad 65% c.c., se puede observar que, a medida que transcurre la incubación, los valores de $N_{min}-NH_4^+$ son, en general, del mismo orden o incluso superiores en las muestras con 80% c.c. de humedad, excepto a tiempo 42 días para el que el contenido en $N_{min}-NH_4^+$ es bastante inferior al determinado en las muestras con 65% c.c. de humedad. Además, esta comparación, realizada globalmente, pone de manifiesto que a partir de la temperatura de incubación de 25 °C, los valores de $N_{min}-NH_4^+$ a los 42 días son siempre ligeramente inferiores cuando la humedad es del 80% c.c. en relación a los de la humedad del 65% c.c (Tabla 5.74).

$N_{min}-NO_2^-$

En relación con el contenido en nitritos de las muestras incubadas con esta humedad, se puede decir que apenas se aprecia variación de la evolución con respecto a la manifestada en la humedad inferior (65% c.c.), es decir, las pequeñas variaciones son poco significativas y similares a las comentadas en tal apartado correspondiente a las muestras del 65% c.c. Así, por ejemplo, los valores más elevados al final de la incubación (1,35 mg kg⁻¹; 0,65 mg kg⁻¹ y 0,43 mg kg⁻¹) se dan, al igual que a 65% c.c. de humedad, a las temperaturas de incubación de 25, 30 y 10 °C, y el más bajo (-0,39 mg kg⁻¹) a 35 °C.

En cuanto a la evolución en el tiempo se puede decir que, si bien inicialmente se incrementa el contenido de nitritos en el suelo, transcurridos los 24 días de incubación, dicho contenido disminuye de forma general en todas las temperaturas de ensayo (Tabla 5.74).

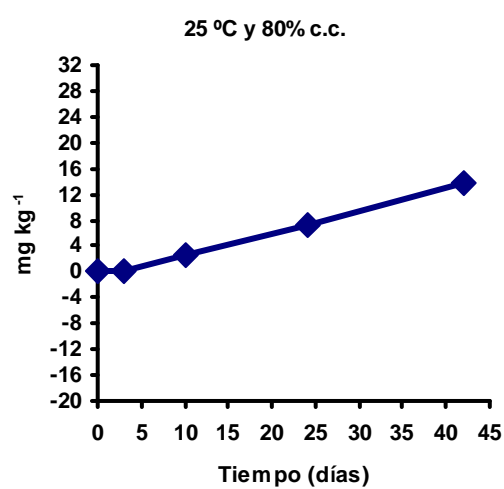
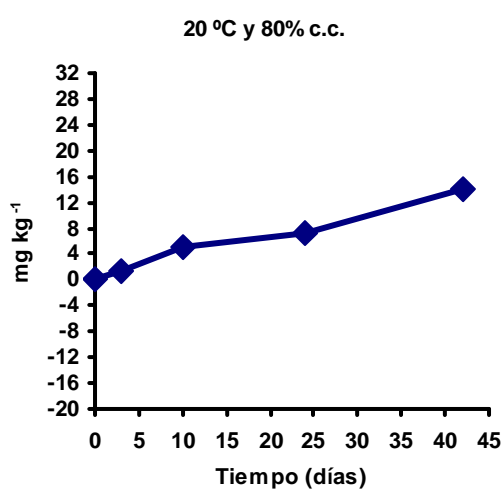
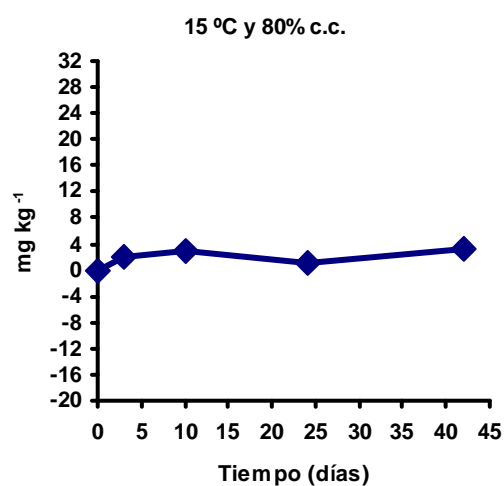
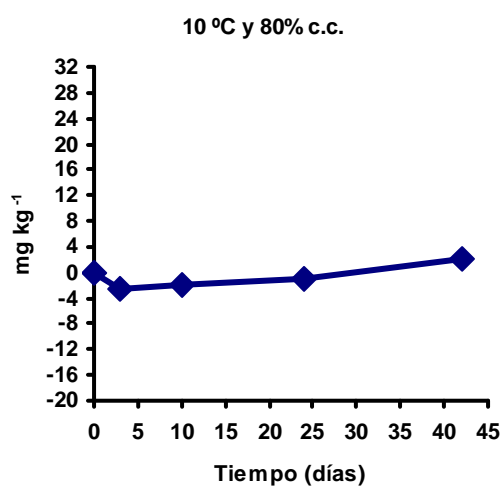
Nmin-NO₃⁻

Teniendo en cuenta los resultados experimentales se puede decir que, salvo para la temperatura de 35 °C y a partir del décimo día de incubación a la de 30 °C, el aumento de la humedad del suelo Prado, favorece el enriquecimiento en nitratos bien porque aumenta su formación o bien porque disminuye la pérdida de los nitratos en dicho suelo, lo que implica que los procesos nitrificantes se desarrollan mejor. En este ensayo la nitrificación sigue una evolución paralela a la del ensayo realizado a una humedad del 65% c.c., pero los valores de Nmin-NO₃⁻ que se obtienen a la humedad del 80% c.c., mostrados en la tabla 5.74, son ligeramente superiores.

También en este caso, el tiempo influye de forma positiva, de modo que los valores más altos de nitratos se obtienen a los 42 días de incubación y a medida que se incrementa el tiempo de incubación se manifiestan incrementos importantes en los valores de la forma nitrato en el suelo. Por ejemplo, a 20 °C a los 24 días el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de 3,56 mg kg⁻¹ y a los 42 el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de 13,71 mg kg⁻¹; a 25 °C a los 24 días de incubación el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de 5,97 mg kg⁻¹ y a los 42 el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de 12,44 mg kg⁻¹; a 35 °C a los 24 días el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de -10,22 mg kg⁻¹ y a los 42 el contenido en Nmin-NO₃⁻ es de 4,88 mg kg⁻¹.

Ahora bien, al comparar los datos obtenidos para las muestras al 80% c.c. con los de las del 65% c.c. de humedad, se puede comprobar que también la evolución de los procesos del nitrógeno a 35 °C es distinta a todas las demás temperaturas, ya que predomina la amonificación sobre los demás procesos. Al igual que en la humedad inferior del 65% c.c., al 80% c.c. se determinan inicialmente valores negativos elevados que van disminuyendo con el tiempo de incubación, pero que en este caso se mantienen hasta el día 24 de incubación (a 65% c.c. de humedad los valores negativos se producen hasta el día 10) y remite al final de la incubación. Posiblemente las cifras negativas se deban a una actividad microbiana elevada (buena humedad y buena temperatura) que inmoviliza gran parte de los nitratos formados. La posible inmovilización coincide con el aumento de los procesos de amonificación y viceversa, es decir que al aumentar la nitrificación disminuye el contenido de las formas de amonio en el suelo. Además, esta fuerte inmovilización podría ser la causa de que la mineralización neta a esta humedad (80% c.c.) sea menor que a la humedad inferior ensayada.

Si se comparan los valores de Nmin-NO₃⁻ obtenidos en la incubación a 30 °C de las muestras al 65 y al 80% c.c., se observa que inicialmente (días 3 y 10 de incubación) los procesos nitrificantes se ven favorecidos a la humedad más alta, pero este efecto no se mantiene a lo largo de todo el tiempo de incubación, puesto que a los 24 y 42 días, los valores de Nmin-NO₃⁻ obtenidos son inferiores a los equivalentes de la humedad inferior (65% c.c.).



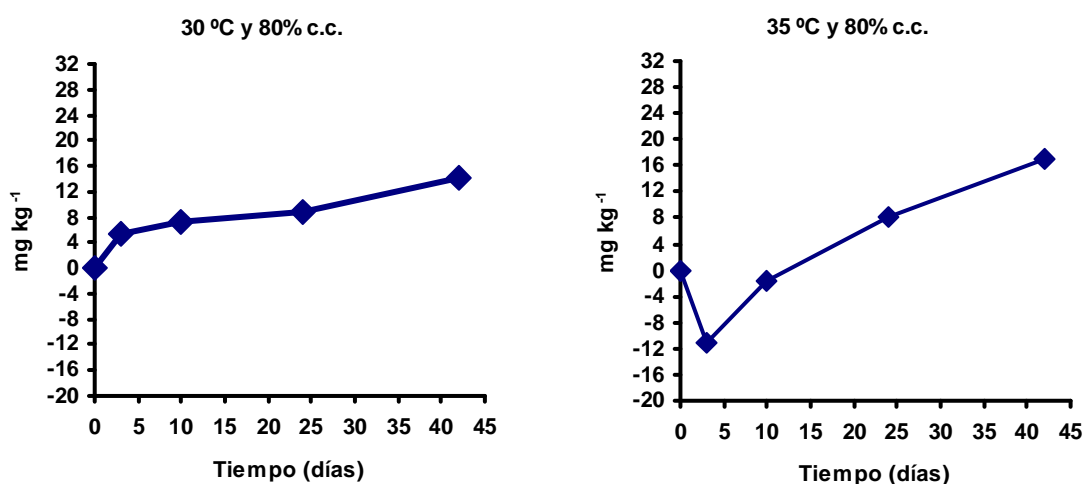


Figura 5.108.- Suelo Prado: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 80% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

De forma global, se puede decir que el suelo Prado con un contenido del 80% c.c. de humedad, en general se comporta de forma similar a cuando su contenido en agua es del 65% c.c. Si se tienen en cuenta los resultados obtenidos se podría sospechar que la influencia positiva del incremento de la humedad sobre los procesos de mineralización de los compuestos de nitrógeno, tiende a estabilizarse e, incluso, puede llegar a ser negativa, sobre todo a las temperaturas más cálidas de 30 y 35 °C ya que a esta temperatura se debe de producir una acusada inmovilización. La confirmación o rechazo de lo expuesto anteriormente se podría obtener de los resultados obtenidos en las incubaciones realizadas con muestras del suelo Prado con niveles de humedad superiores.

5.10.3.4. Humedad del 100% c.c.

Nmin-Ntinorg

Los datos correspondientes al ensayo realizado para el suelo a una humedad igual a la de capacidad de campo (100% c.c.) parecen indicar que, en general, el tiempo determina un aumento de la mineralización neta, pero no lo hace así la temperatura, puesto que a 20, 25 y 30 °C se obtienen valores de Nmin-Ntinorg similares, con diferencias entre ellos poco significativas, a lo largo de todo el período de incubación (Figura 5.109). Sin embargo, sí se ponen de manifiesto diferencias entre las temperaturas de 10, 15 y 35 °C; las dos primeras se caracterizan por una mineralización neta baja e incluso se determinan valores negativos indicadores de etapas en las que la inmovilización debe ser más acusada, y la tercera se caracteriza no sólo por desarrollar una mineralización neta positiva, sino también porque para esta temperatura (35 °C) se determinan los valores más elevados de Nmin-Ntinorg de todas las incubaciones realizadas a esta humedad; sirva como ejemplo el valor de 26,61 mg kg⁻¹ observado a los 42 días de incubación (Tabla 5.74).

Si se realiza una comparación con la humedad precedente (80% c.c.) se pone de manifiesto que, en general y “a priori”, la mineralización neta no se ve favorecida por el incremento de la humedad de las muestras, ya que su evolución es similar en ambas humedades e incluso los valores de $N_{min}-N_{tinorg}$ son inferiores en las muestras con mayor humedad (100% c.c.).

Pero, una vez más, no se puede decir lo mismo de la incubación realizada a 35 °C ya que, en este caso, la mineralización neta no sólo es superior a la que se produce en las muestras con humedad 80% c.c., sino a todas las humedades ensayadas anteriormente (40% y 65% c.c.) y ya comentadas anteriormente en este apartado. Bajo estas condiciones de capacidad de campo y 35 °C no se determina ningún dato indicador de predominio de inmovilización biológica, es decir, los valores obtenidos de $N_{min}-N_{tinorg}$ son siempre positivos. En consecuencia, este nivel de humedad combinado con 35 °C de temperatura y el tiempo de incubación, ejerce un efecto positivo en los procesos de mineralización de los compuestos de nitrógeno.

También es preciso añadir que en estas condiciones no se alcanza, en ninguno de los ensayos realizados, el valor de 32,07 mg kg⁻¹ de $N_{min}-N_{tinorg}$, determinado a los 42 días de incubación a 35 °C y 65% c.c.

$N_{min}-NH_4^+$

Los niveles de las formas amonio en las muestras de suelo Prado se mantienen, en general, bajos e incluso son negativos en algunos casos, en los ensayos realizados a capacidad de campo e incubadas a 10, 15, 20, 25 y 30 °C. En este rango térmico se observa que, de forma global, a medida que la temperatura aumenta los valores de $N_{min}-NH_4^+$ disminuyen, dándose el caso de que a 15 y 30 °C son negativos para todos los tiempos (Tabla 5.74).

Estos datos podrían ser indicadores de que este suelo con este nivel de humedad (100% c.c.) sometido a temperaturas inferiores a los 35 °C, no tiene las condiciones idóneas para que se lleven a cabo los procesos de mineralización de los compuestos orgánicos del nitrógeno, o bien que dichas condiciones favorecen o potencian la transformación de dichas formas amoniacaes en otras formas de nitrógeno.

Como se viene observando para humedades más bajas, también en este caso, la temperatura de 35 °C genera una actividad reactiva en el medio edáfico distinta a la de las demás temperaturas que, combinada con este grado de humedad, determina que las formas de amonio se incrementen en el suelo, en lugar de disminuir, como sucede para las temperaturas entre 10 y 30 °C. Este incremento pudiera ser debido a que los procesos mineralizantes tengan lugar de forma profusa, o bien, a que las formas amoniacaes no son transformadas en otras formas de nitrógeno. Este efecto acumulador se ve favorecido a medida que se incrementa el tiempo de incubación.

Al comparar los resultados obtenidos para el suelo a capacidad de campo y los obtenidos con la humedad anterior (80% c.c.) se puede decir que el comportamiento de la amonificación es paralelo en ambas humedades para todas las temperaturas y tiempos experimentales.

Se debe resaltar el dato de $25,5 \text{ mg kg}^{-1}$ determinado a 35°C y 100% c.c. de humedad a los 42 días de incubación ya que para el mismo tiempo y temperatura pero a humedad de 40% c.c. (la menor humedad experimental ensayada), se obtiene un valor de Nmin-NH_4^+ mucho mayor, ya que es de $31,95 \text{ mg kg}^{-1}$. Para entender el posible significado de estos datos se confrontan los resultados de ambos ensayos (35°C y 100% c.c. con 35°C y 40% c.c.) y se observa una evolución análoga, es decir, que a medida que transcurre el tiempo se incrementan los niveles de formas amoniacaes en el suelo, al igual que sucede para todas las humedades a esta temperatura. Pero, los incrementos de Nmin-NH_4^+ determinados a 35°C y 100% c.c. a medida que transcurre el tiempo de incubación son menores, lo que podría indicar que la velocidad de los procesos determinantes de la acumulación de las formas amoniacaes en el suelo, se ve disminuida; así, por ejemplo cuando la humedad es del 40% c.c. a 24 días el valor de Nmin-NH_4^+ es $19,62 \text{ mg kg}^{-1}$ y a los 42 días es de $31,95 \text{ mg kg}^{-1}$ y a 100% c.c. para ambos tiempos los valores de Nmin-NH_4^+ son $20,83$ y $25,50 \text{ mg kg}^{-1}$, respectivamente (Tabla 5.74). Estos resultados podrían significar que el mayor contenido en humedad podría activar los procesos de transformación de las formas amonio y por tanto, sería la causa de su disminución en el medio edáfico.

También se podría apuntar la posibilidad, en principio bastante improbable, de que la causa de la disminución de los valores de las formas amonio, fuese el agotamiento del sustrato orgánico nitrogenado, por lo que el ritmo de la mineralización disminuiría y a su vez la cantidad de Nmin-NH_4^+ .

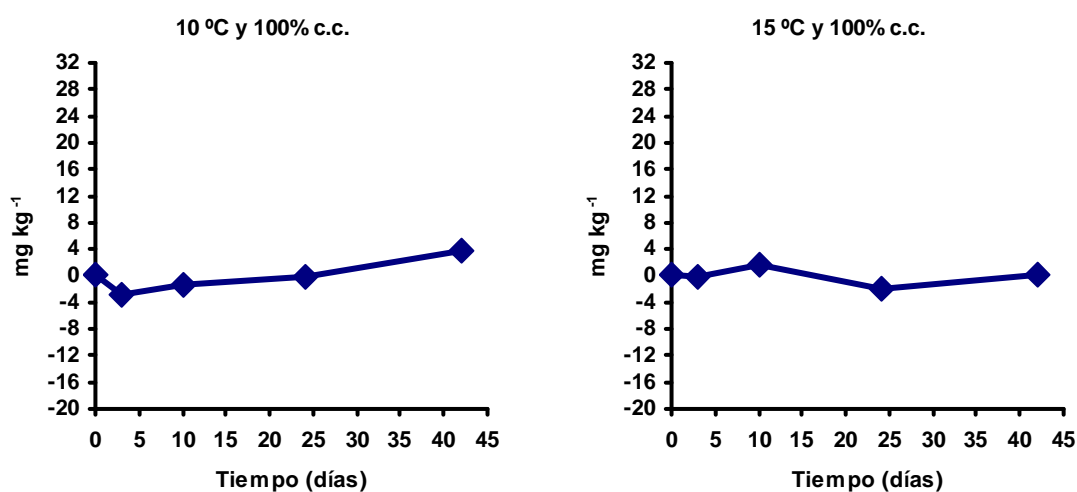
Nmin-NO₂⁻

Los nitritos, en general, son poco abundantes en las muestras de suelo Prado a capacidad de campo (c.c.), salvo tres datos puntuales: 15°C a los 10 días de incubación ($7,8 \text{ mg kg}^{-1}$), 20°C a los 24 días ($2,93 \text{ mg kg}^{-1}$) y 35°C a los 24 días ($2,51 \text{ mg kg}^{-1}$).

El análisis de los datos (Tabla 5.74), lleva a pensar que la evolución de los procesos es diferente según la temperatura de incubación, ya que a 10 y 15°C los valores de Nmin-NO_2^- son más altos, para muchos de los tiempos control de incubación, que en el resto de las temperaturas, lo que indicaría que la nitrosación tendría lugar, pero no así la nitración. Esta circunstancia podría ser el origen de los tres valores puntuales más altos que en los demás casos y reseñados anteriormente ($7,8$, $2,93$ y $2,55 \text{ mg kg}^{-1}$). En los días sucesivos a los momentos en que se obtuvieron estos valores, en los ensayos realizados a 15 , 20 y 35°C se produce la activación de los procesos nitrificantes de tal modo que para 15°C a los 24 días Nmin-NO_2^- es $0,76 \text{ mg kg}^{-1}$, para 20°C y 35°C a los 42 días los valores de Nmin-NO_2^- son $0,23$ y $-0,28 \text{ mg kg}^{-1}$, respectivamente (Tabla 5.74). Por tanto, se puede decir que

posiblemente el tiempo favorece la transformación de nitritos a nitratos, excepto en las incubaciones realizadas a 10 y 30 °C. En este sentido es notoria la evolución de las muestras incubadas a 35 °C, en las que a los tres días de incubación disminuyen los nitritos del suelo, a los 10 y 24 días se han acumulado y finalmente desaparecen a los 42 días registrándose, incluso, un valor negativo.

Si se realiza la comparación de los valores obtenidos para las muestras a capacidad de campo con los obtenidos en el ensayo realizado a 80% de c.c., se puede decir que las evoluciones de ambos ensayos son similares, pero los valores de $N_{min}-NO_2^-$ a 100% c.c. de humedad son ligeramente superiores a los obtenidos a 80% c.c. para el día 42 de incubación y a todas las temperaturas, con excepción del ensayo a 25 °C. En consecuencia se podría indicar que el incremento de la humedad hasta capacidad de campo induce en el suelo Prado una acumulación de nitritos que podría deberse a que se genera una inhibición de los procesos de nitración a lo largo de la incubación, sobre todo a 30 °C; dicha inhibición tendería a desaparecer con el tiempo salvo a 30 °C. El análisis de las formas nitrato aportará nuevos datos al respecto.



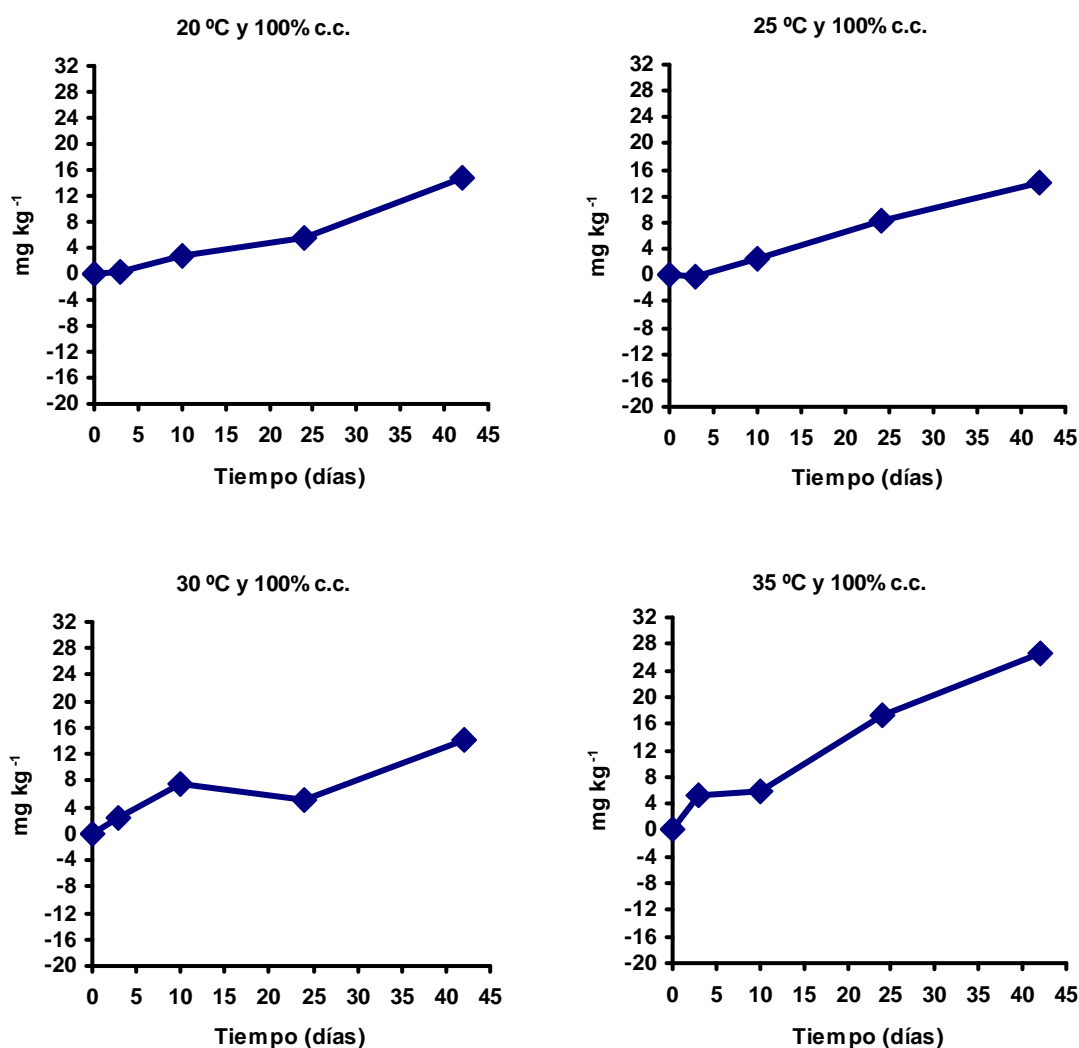


Figura 5.109.- Suelo Prado: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 100% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Nmin-NO₃⁻

El aumento de humedad del 80 al 100% c.c. origina un cambio en el medio edáfico que al combinarse con el factor térmico determina, según el caso, una activación o una ralentización de los procesos de nitración (Tabla 5.74). Teniendo en cuenta los datos de Nmin-NO₃⁻ a los 42 días de incubación de las muestras al 100% c.c. de humedad y su comparación con los valores obtenidos para la humedad inferior (80% c.c.), se podría pensar que en el medio edáfico se produciría una disminución de la nitración a temperaturas altas (30 y 35 °C) y que se vería favorecida la inmovilización biológica o la desnitrificación, así como a 15 °C; dicho proceso se activaría en algún momento de la incubación a 10 y 25 °C; y su efecto sería prácticamente nulo a 20 y 25 °C.

Al igual que en los anteriores ensayos realizados a humedades del suelo más bajas, el tiempo de incubación es importante en la evolución de los procesos oxidativos de los nitritos, en el sentido de que, en general, se activan a lo largo del tiempo, concretamente en los últimos días de la incubación. A este respecto la incubación a 35 °C, se diferencia de las demás en que si bien inicialmente no se dan valores negativos, en el período comprendido entre los 10 y 24 días de incubación sí se determinan valores negativos y vuelven a ser positivos al final de la incubación.

En comparación con los resultados obtenidos para la muestra al 80% c.c., se observa una disminución de la cantidad neta de nitratos a temperaturas cálidas (30 y 35 °C) al final de la incubación, aunque inicialmente se observa un incremento de dichas formas de nitrógeno, y una tendencia a aumentar, aunque no de forma clara, a las temperaturas inferiores a 30 °C. Estos hechos podrían estar relacionados con la concentración de oxígeno libre disponible en el suelo (tanto menor cuanto más altas sean la temperatura de incubación y la biomasa edáfica) para las poblaciones de bacterias nitrificantes ya que una anaerobiosis poco acusada puede dar lugar a procesos de desnitrificación, o bien con la densidad poblacional de este tipo de biomasa cuyo aumento, sobre todo a las temperaturas más elevadas, provocaría inmovilización de las formas nitrato (Tabla 5.74).

Es también interesante indicar la coincidencia de los períodos de disminución de $N_{min}-NO_3^-$ con los momentos en que se produce el aumento de las concentraciones de las formas amoniacales y/o nitritos en el medio edáfico, lo que podría indicar que los procesos de oxidación de estas formas de nitrógeno no se desarrollan de manera óptima bajo estas condiciones de incubación del suelo.

En resumen en el suelo Prado bajo condiciones de humedad del 100% de la capacidad de campo a temperaturas entre 20 y 30 °C predominan los procesos que conducen a la formación de nitratos que se agudizan con el tiempo de incubación, mientras que a la temperatura de 35 °C disminuye la cantidad de nitratos en el suelo, en cuyo caso se produce un aumento notorio de las formas amoniacales. De estos hechos se puede inferir que la población de las bacterias amonificantes se ve favorecida por las temperaturas altas, por lo que la demanda de oxígeno sería superior a la disponible en el medio edáfico (que es tanto menor cuanto mayor sea la temperatura) y que, en consecuencia, la densidad de organismos nitrificantes (muchos de ellos aerobios estrictos y, en general, se caracterizan por un crecimiento neto relativamente bajo) se vería disminuida debido a unas condiciones ambientales poco adecuadas para el desarrollo de los nitrificantes aerobios estrictos.

5.10.3.5. Humedad del 160% c.c.

$N_{min}-N_{tinorg}$

Los resultados obtenidos para la mineralización neta de nitrógeno en las muestras del suelo Prado encharcado al 160% c.c. son negativos para todas las temperaturas y tiempos de incubación, excepto para 35 °C a partir del día tres de incubación (Tabla 5.74).

Dependiendo del régimen térmico, la evolución del Nmin-Ntinorg varía con el tiempo. Se puede apreciar que a 10 y 15 °C a medida que transcurren los días de incubación los valores de Nmin-Ntinorg son cada vez más negativos. A 20 °C, se puede observar que durante los 10 primeros días de incubación los valores de Nmin-Ntinorg experimentan un descenso muy acusado, al igual que en las temperaturas inferiores de 10 y 15 °C, y en los días sucesivos de la incubación dichos valores varían poco del valor calculado para el día 10 (-13,47 mg kg⁻¹). A 25 °C, la evolución es similar a la de 20 °C, esto es, en los 10 primeros días el contenido de Nmin-Ntinorg es cada vez más negativo y a partir del día 10 de incubación la variación es mucho menor con tendencia a disminuir, de manera ligera, la pérdida de formas inorgánicas de nitrógeno al final de la incubación; a esta temperatura se obtiene el valor más negativo de Nmin-Ntinorg (-17,60 mg kg⁻¹) a los 24 días de incubación.

A 30 °C se manifiesta una evolución distinta de la observada a las temperaturas inferiores (Tabla 5.74), ya que inicialmente y hasta el día 10 de incubación, el valor de Nmin-Ntinorg es muy negativo y el más bajo de todos los obtenidos a los tres días en las incubaciones realizadas a las diferentes temperaturas (-13,52 mg kg⁻¹), posteriormente desde los 10 a los 24 días la tendencia es a incrementar la mineralización neta haciéndose el valor de Nmin-Ntinorg mucho menos negativo, pero a los 42 días de incubación se produce una acusada involución de los procesos implicados en la dinámica de formación de compuestos de nitrógeno inorgánico en el suelo, lo que da lugar a obtener el valor más bajo de Nmin-Ntinorg para esta temperatura (-15,66 mg kg⁻¹), el cual es de orden similar a los obtenidos para las temperaturas inferiores a ésta.

La evolución de la muestra incubada a 35 °C, como viene siendo habitual para este suelo, es distinta a todas las demás también para la humedad del 160% c.c. Se puede observar (Figura 5.110) que, si bien a los tres días el valor de Nmin-Ntinorg es negativo y de un orden similar al obtenido para las temperaturas más bajas de 10, 15 y 20 °C, para los tiempos de incubación 10 y 24 días, los valores de Nmin-Ntinorg son positivos en vez de negativos, aunque son relativamente bajos, y a los 42 días se duplican tales valores de Nmin-Ntinorg siendo su valor de 11,54 mg kg⁻¹, por lo que su evolución es totalmente contraria a la manifestada en las demás temperaturas (Tabla 5.74).

Si se comparan los resultados con los obtenidos a 100% c.c., se puede decir que el suelo Prado encharcado a 160% c.c. desarrolla una mineralización neta muy inferior a la desarrollada en condiciones de capacidad de campo, en todos los casos estudiados.

En resumen un contenido en agua superior al de capacidad de campo produce una mineralización neta negativa, siendo, en general, tanto más acusada cuanto mayor es la temperatura y el tiempo de incubación, salvo cuando ésta se desarrolla a 35 °C; en cuyo caso con el tiempo se genera una mineralización neta positiva, siendo tanto mayor cuanto más tiempo transcurra la incubación.

El análisis de las formas parciales de nitrógeno inorgánico quizás pueda aportar algún dato para saber algo más sobre los procesos que originan este comportamiento de la mineralización neta de los compuestos orgánicos de nitrógeno.

N_{min}-NH₄⁺

El aumento de humedad del 100 al 160% c.c. favorece los procesos de mineralización, puesto que los valores de N_{min}-NH₄⁺ a los 42 días de incubación son más elevados que en las muestras incubadas a capacidad de campo, para todas las temperaturas experimentales. No obstante, el comportamiento del suelo Prado con este nivel de humedad es variable a lo largo del tiempo según la temperatura de incubación, (Tabla 5.74).

Así, a 10 °C la amonificación neta disminuye con el tiempo y se llegan a obtener valores negativos al final de la incubación; a 15 °C los valores de estas formas de nitrógeno a los 24 y 42 días, son aún más negativos que a 10 °C. Además, a esta temperatura no se define bien la influencia de la humedad en los procesos amonificantes, ya que, si bien en un principio los valores obtenidos son positivos y aumentan con el tiempo, a los 24 días de incubación se produce una disminución del contenido en N_{min}-NH₄⁺ y se obtienen valores negativos, tendiendo a recuperarse y hacerse menos negativos a partir de ese momento, aunque en realidad a lo largo de toda la incubación son poco significativos.

A 20 °C la amonificación de los compuestos orgánicos de nitrógeno se desarrolla un poco mejor que a las temperaturas inferiores, por lo que se obtienen valores de N_{min}-NH₄⁺ positivos que aumentan con el tiempo de incubación hasta el día 24, y después descienden de modo que a los 42 días la amonificación neta del suelo es un 50% más baja. A 25 °C los valores son siempre positivos pero disminuyen con el tiempo, excepto al término de la incubación, 42 días, que se incrementan llegando a ser superiores que a los obtenidos a los 3 días de incubación. A 30 °C parece que durante los primeros 24 días del ensayo los procesos amonificantes se activan ya que se registra un progresivo incremento del N_{min}-NH₄⁺ que tiene un valor de 12,69 mg kg⁻¹ el día 24 y, sin embargo, a los 42 días el valor que se obtiene es de tan solo 1,04 mg kg⁻¹ de N_{min}-NH₄⁺; por tanto, el efecto estimulador no se mantiene en el tiempo.

Como se viene comprobando en el análisis de las incubaciones de este suelo a humedades inferiores, la temperatura de 35 °C determina la estimulación de los procesos amonificantes de los compuestos orgánicos del nitrógeno, de tal forma que los valores de amonificación neta aumentan con el tiempo de incubación llegando a ser 27,78 mg kg⁻¹ a los 42 días de incubación, siendo el valor más alto obtenido para este ensayo con el suelo al 160% c.c. Ello podría ser un indicador de que bajo condiciones de temperatura cálida (35 °C) y alto contenido de humedad, la amonificación se desarrolla bien. No obstante, en condiciones de 35 °C y con una humedad de tan solo el 40% c.c., con los mismos días de incubación (42 días) el valor de Nmin-NH₄⁺ es 31,95 mg kg⁻¹, es decir que se obtiene un valor superior a esta humedad del 40% c.c., de lo que se puede inferir que es el factor térmico el principal responsable de la activación de los procesos amonificantes.

Es cierto que este comportamiento se puede deber a diferencias en los procesos de nitrificación y nitración que tengan lugar en el suelo con niveles de hidratación diferente, pero si se tienen en cuenta los valores obtenidos para los ensayos en condiciones extremas, 40 y 160% c.c. (Tabla 5.75) se podría decir que en el suelo encharcado los procesos amonificantes son muy activos inicialmente, dando resultados muy superiores a los obtenidos a la humedad inferior para las formas Nmin-NH₄⁺, pero también se podría decir que este ritmo no se mantiene a lo largo del tiempo de incubación y que se invierte para ambos ensayos. Así:

☞ El día 24 de incubación podría marcar la inversión de la tendencia, ya que cuando la humedad es del 40% c.c., los contenidos en el suelo de formas amoniacales se duplican en comparación con el día 10, lo que indicaría una fuerte activación de los procesos mineralizantes, mientras que a 160% c.c., si bien aumenta el valor de dichas formas de nitrógeno, no se produce en el grado esperado ya que la diferencia con el valor de 10 días es tan solo de 2,95 unidades.

☞ Para los resultados obtenidos a los 42 días se podría realizar el mismo comentario, en el ensayo a 40% c.c. casi se duplica el valor del tiempo anterior (24 días) de Nmin-NH₄⁺, mientras que a 160% c.c. solo se incrementa en 6,35 unidades. Esta evolución podría ser comparable con la manifestada a 30 °C en el intervalo de tiempo comprendido entre los días 24 y 42 de incubación a 160% c.c., ya que al finalizar la incubación los valores obtenidos de Nmin-NH₄⁺ disminuyen mucho.

Tabla 5.75.- Valores de Nmin-NH₄⁺ (mg kg⁻¹) obtenidos en las incubaciones realizadas a 35 °C con el suelo Prado humectado al 40 y 160% c.c. para todos los tiempos control (días).

	3 días	10 días	24 días	42 días
35 °C y 40% c.c.	3,23	8,2	19,62	31,95
35 °C y 160% c.c.	9,44	18,58	21,53	27,78

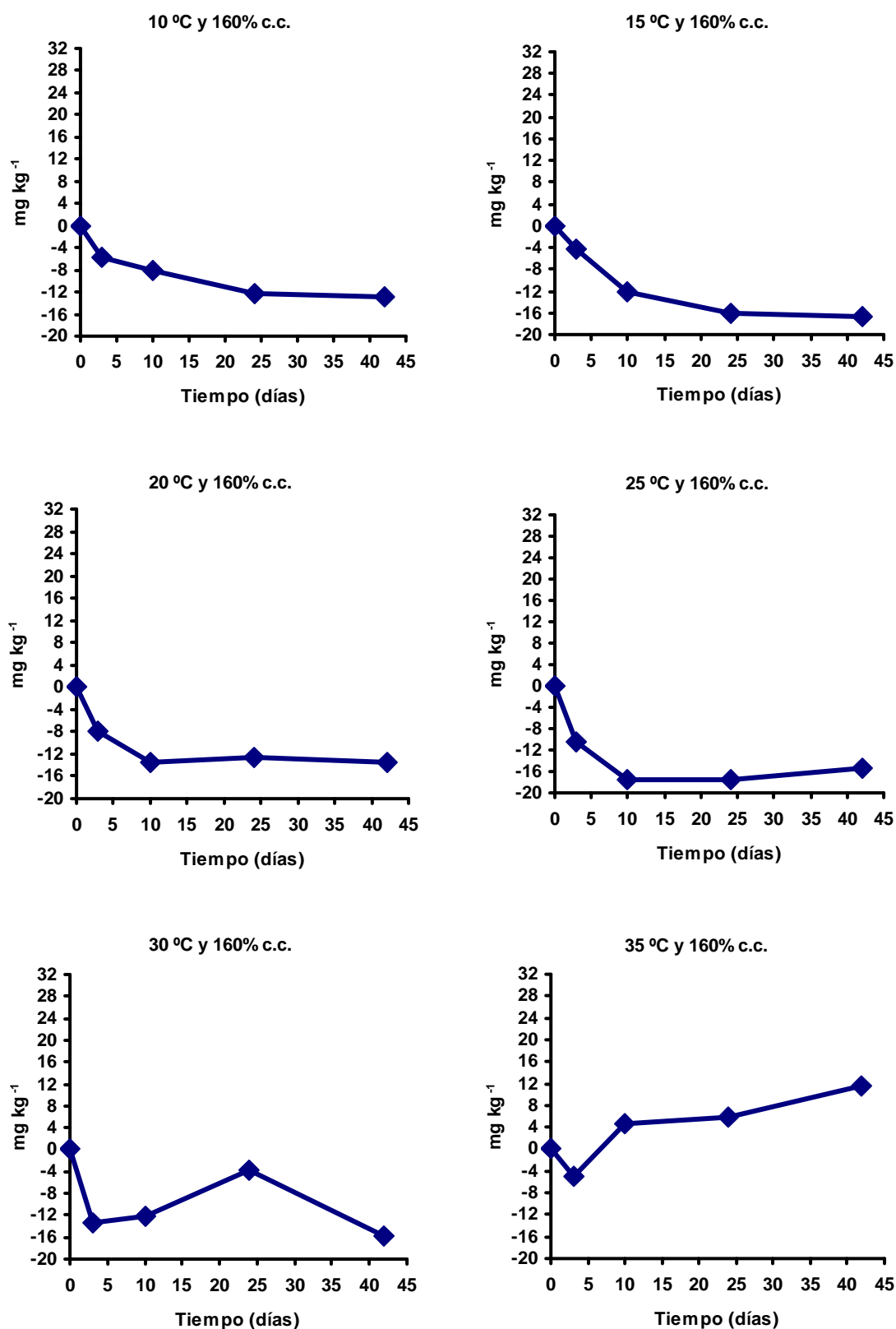


Figura 5.110.- Suelo Prado: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 160% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Por tanto, los procesos de amonificación en el suelo Prado con humedad del 160% c.c., en general, se desarrollan mal y están más favorecidos cuando las temperaturas son más cálidas, lo que lleva a inferir que las poblaciones bacterianas amonificantes son termófilas. Cuanto mayor es la humedad, más intensa es la mineralización, pero tal intensidad no se puede mantener a lo largo del tiempo, tal vez como consecuencia del agotamiento del sustrato orgánico nitrogenado lábil del suelo o de su transformación en otras formas inorgánicas de nitrógeno siendo, lo más probable en el caso de condiciones anóxicas, que surjan procesos de desnitrificación en el medio edáfico. Sin embargo, con contenidos de humedad bajos y a las temperaturas ensayadas, los procesos amonificantes se activan paulatinamente, de tal forma que la mineralización es más gradual y así se mantienen durante más tiempo las formas amoniacales en el suelo, ya que cabe suponer que el riesgo de desnitrificación del suelo sería menor.

Nmin-NO₂⁻

Al igual que en las humedades más bajas ensayadas con anterioridad, el nivel de nitritos en el suelo Prado no es significativo, de tal modo que a los 42 días de incubación el mayor contenido se da a la temperatura de 10 °C (0,95 mg kg⁻¹) y el menor a 35 °C (-0,13 mg kg⁻¹). Entre ambos extremos están comprendidos los valores del resto de las temperaturas, disminuyendo, en general, a medida que aumenta la temperatura de incubación (Tabla 5.74).

La evolución a lo largo del tiempo es diversa para cada una de las temperaturas de ensayo; de este modo, a 10 y 15 °C los valores son siempre positivos, aumentando en los primeros días y disminuyendo al final de la incubación. A 20 °C, en los 10 primeros días los valores de Nmin-NO₂⁻ son negativos y a partir del día 24 son positivos y no varían hasta el término de la incubación.

A 25 °C los valores obtenidos son positivos y durante los 24 días iniciales, apenas hay variación en el contenido de nitritos en las muestras, aunque disminuyen ligeramente al finalizar la incubación. A 30 °C los valores son siempre positivos, pero oscilan con el tiempo: disminuyendo hasta los 10 días, aumentando hasta los 24 y volviendo a disminuir hasta los 42 días de incubación, pero en general, al igual que para todas las temperaturas ensayadas, las diferencias son poco significativas. A 35 °C el contenido de Nmin-NO₂⁻ aumenta con el tiempo de incubación hasta el décimo día de incubación, disminuye hasta el día 24 y luego se mantiene constante (Tabla 5.74).

Por tanto, los procesos de nitrosación no dan lugar a que se acumulen nitritos en el suelo Prado encharcado, bien porque éstos no se desarrollan adecuadamente bajo estas condiciones de humedad o bien porque los nitritos son oxidados a nitratos. En cualquier caso parece que las temperaturas más bajas (10 °C) favorecen su acumulación mientras que las más cálidas (35 °C) favorecerían su transformación a otras formas inorgánicas de nitrógeno.

Nmin-NO₃⁻

En general, considerando los resultados obtenidos en estos ensayos, se puede concluir que en el suelo Prado encharcado al 160% c.c., los procesos nitrificantes se desarrollan mal y predominan los de desnitrificación o inmovilización biológica a todas las temperaturas experimentales, no existiendo grandes diferencias en los valores de Nmin-NO₃⁻ del suelo al finalizar las incubaciones correspondientes a cada temperatura, de modo que a 10 °C se obtiene un valor de -13,70 mg kg⁻¹ y a 35 °C de -16,11 mg kg⁻¹; aunque la mayor pérdida de nitratos se da a la temperatura de 25 °C ya que el valor es -18,34 mg kg⁻¹.

Las diferencias entre las distintas incubaciones a diferentes temperaturas se ponen de manifiesto a lo largo del tiempo, ya que a temperaturas bajas (10 y 15 °C) aumenta la disminución de nitratos con el tiempo, siendo más acusada en los primeros días de la incubación y ralentizándose al final de la misma. A temperaturas moderadas (20 y 25 °C), se intensifica la disminución de nitratos hasta el día 24 y a partir de este día se estabiliza. A 30 °C esta disminución tiene lugar con un ritmo prácticamente constante y a 35 °C aumenta la pérdida o disminución de forma paulatina a lo largo de toda la incubación.

Las incubaciones a temperaturas superiores a 20 °C, como se puede observar en los datos mostrados en la Tabla 5.74, inicialmente (a los tres días de incubación) generan una disminución de nitratos con mayor intensidad que a temperaturas inferiores a los 20 °C; por otra parte no existen grandes diferencias entre los ensayos realizados a 25, 30 y 35 °C, pero posteriormente se mantienen en niveles prácticamente constantes y similares a los obtenidos a temperaturas más bajas.

En consecuencia los procesos oxidativos, como era de esperar, no están favorecidos en el suelo Prado a 160% c.c., ya que seguramente se genere un ambiente pobre en oxígeno libre o inclusive anóxico, lo que determinaría un ambiente reductor. En este ambiente pueden tener lugar procesos de desnitrificación, es decir, los nitratos son utilizados como aceptores de electrones en los procesos respiratorios de la biomasa edáfica anaerobia facultativa, siendo transformados en óxidos de nitrógeno.

Por otra parte, se ha de considerar la inmovilización de estas formas de nitrógeno ocasionada por las poblaciones de bacterias amonificantes y nitrificantes anaerobias que se desarrollarían en el medio edáfico bajo estas condiciones.

5.10.4. Suelo Cultivo-patata

5.10.4.1. Humedad del 60% c.c.

Nmin-Ntinorg

La mineralización neta en el suelo Cultivo-patata aumenta casi siempre a medida que las temperaturas y los días de incubación son mayores, excepto las muestras incubadas a 15 °C (Tabla 5.76). Por ello, no es extraño que a 35 °C y después de 42 días de incubación se obtengan los mayores valores de Nmin-Ntinorg (18,27 mg kg⁻¹) para este suelo con un nivel de humectación del 60% c.c.

En este ensayo se repite el hecho, ya observado para los otros suelos, de que al final de la incubación realizada a la temperatura de 10 °C se producen niveles mayores (3,3 mg kg⁻¹) de Nmin-Ntinorg que a la temperatura más alta de 15 °C, (1,18 mg kg⁻¹), a pesar de que inicialmente (hasta el día 10) los valores obtenidos para el suelo incubado a 10 °C son negativos, lo que posiblemente indica que la inmovilización predomina sobre la mineralización para este suelo y bajo estas condiciones de humedad y temperatura.

De forma general, en cada marco térmico las cantidades de Nmin-Ntinorg aumentan en el suelo con el tiempo de incubación, es decir, el predominio de la mineralización se afianza con el tiempo (Figura 5.111).

Nmin-NH₄⁺

Con excepción de los valores obtenidos para el ensayo realizado a 35 °C, todos los demás datos (Tabla 5.76) indican que los procesos que dan lugar a la acumulación de las formas **NH₄⁺**, o bien no tienen lugar, o bien se realizan a pequeña escala, o bien el **NH₄⁺** producido es consumido a gran velocidad por los microorganismos nitrificantes, ya que en el suelo Cultivo-patata con humedad del 60% c.c los valores de **NH₄⁺** obtenidos son muy bajos o negativos. En las muestras incubadas a 35 °C, como se puede observar en la tabla 5.76, las cantidades de Nmin-NH₄⁺ van aumentando con el tiempo de incubación, por lo que a los 42 días se determina el valor más alto (9,2 mg kg⁻¹) para estas formas de nitrógeno, que, en cualquier caso, constituye tan sólo la mitad del Nmin-Ntinorg obtenido para estas condiciones de incubación (35 °C y 60% c.c.).

Nmin-NO₂⁻

Las mayores cantidades de nitritos se determinaron en las muestras incubadas a 20 y 35 °C y para tiempos de incubación de 24 y 42 días: 6,57 y 7,91 mg kg⁻¹, respectivamente para 20 °C y 4,28 y 6,6 mg kg⁻¹, respectivamente para 35 °C. Sin embargo, en la tabla 5.76 se constata que el resto de los valores Nmin-NO₂⁻ obtenidos para las demás temperaturas y tiempos de incubación son mucho más bajos, siendo todos ellos inferiores a 2 mg kg⁻¹ y la mayoría inferiores a 1 mg kg⁻¹.

Después del análisis de los datos que figuran en la tabla 5.76, no se puede establecer una relación clara entre la formación de nitritos para este suelo a este nivel de humedad con los factores de tiempo y temperatura. Únicamente se podría concluir que las determinaciones de cantidades altas de Nmin-NO_2^- son coincidentes con niveles bajos de NO_3^- (como se verá a continuación) y en el caso concreto de la temperatura de 20 °C, con valores negativos tanto de formas NH_4^+ como de NO_3^- (Tabla 5.76).

Nmin- NO_3^-

En los primeros días de incubación el balance de mineralización neta de nitratos da valores pequeños y en algunos casos son negativos, tal como sucede en las incubaciones realizadas a 10, 15 y 25 °C; estas cantidades en la mayoría de los casos van aumentando (son menos negativas) con el tiempo de incubación. Así, a temperatura de 30 °C y después de 42 días de incubación se determina una cantidad de 8,33 mg kg⁻¹ de Nmin-NO_3^- , seguida en importancia por las cantidades determinadas a 25 y 35 °C, 6,69 y 2,48 mg kg⁻¹, respectivamente (Tabla 5.76).

Las muestras incubadas a 20 °C evolucionan de forma contraria que las incubadas a las demás temperaturas, es decir, a medida que pasa el tiempo los contenidos en Nmin-NO_3^- del suelo son cada vez menores, como así se puede constatar en la tabla 5.76: el contenido en nitratos en el suelo disminuye progresivamente y a los 24 días se registra el contenido mínimo (-5,34 mg kg⁻¹), pero al final de la incubación a los 42 días, el contenido aumenta a -2,97 mg kg⁻¹, lo que indica que entre el día 24 y el 42 se ralentiza la pérdida de nitratos en el suelo.

Una evolución similar puede ser observada en las muestras de suelo incubadas a 35 °C, aunque los valores de Nmin-NO_3^- para cada tiempo de incubación son diferentes: para los 24 días el valor es -3,45 mg kg⁻¹ y para los 42 días es de 2,48 mg kg⁻¹; este valor podría ser indicativo de que la acción conjunta del tiempo y la temperatura favorece la nitración en el suelo con estas condiciones de humedad (60% c.c.).

En resumen, se podría decir que los procesos relacionados con la nitración, en general, no son muy eficaces o son escasos en el suelo Cultivo-patata al 60% c.c., por lo que se equilibra mal el balance entre inmovilización-nitración originándose, sobre todo al inicio de las incubaciones, situaciones de conducen a la pérdida de nitratos en el suelo que, la mayoría de las veces, se invierten después de incubar 42 días.

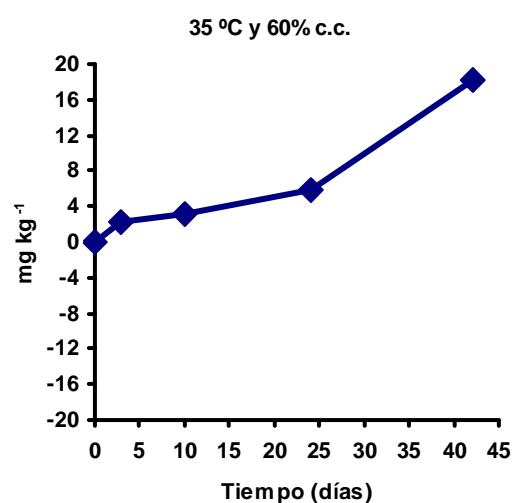
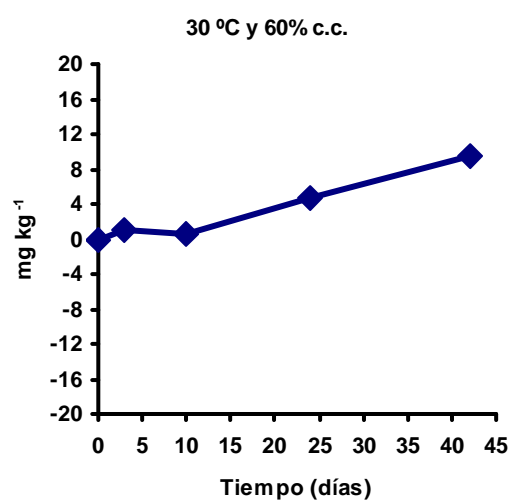
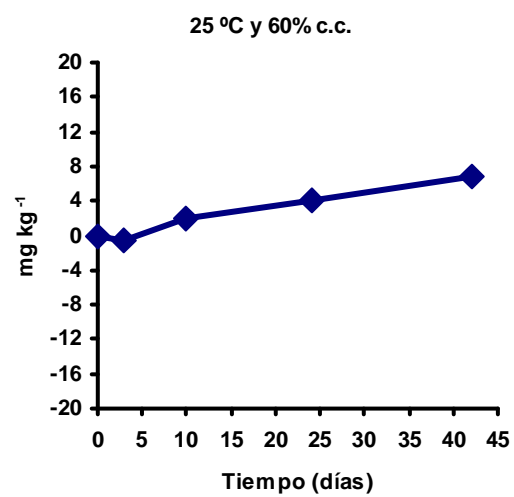
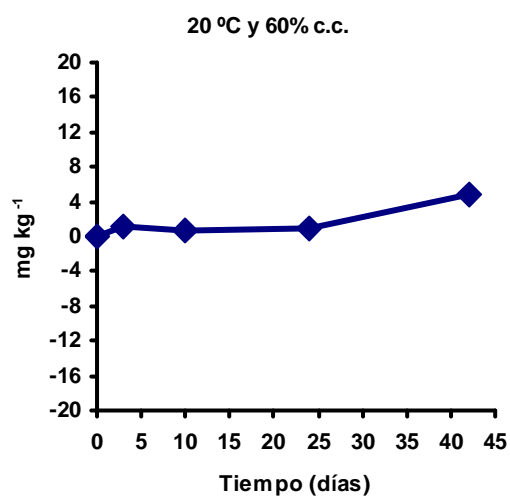
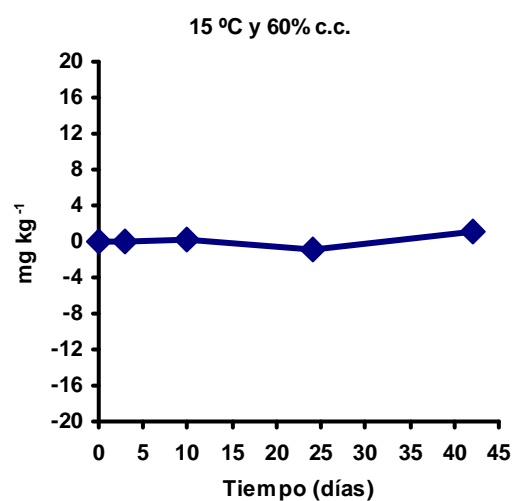
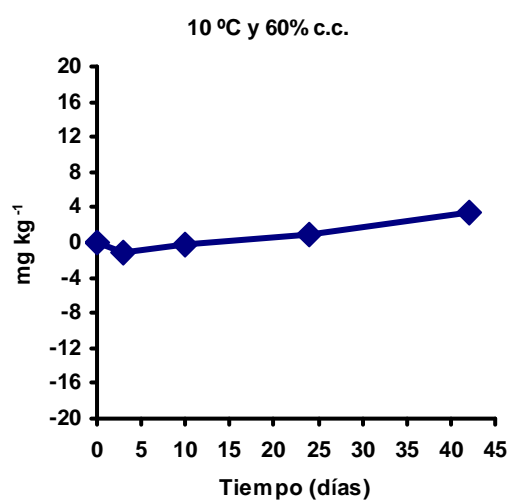


Figura 5.111.- Suelo Cultivo-patata: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 60% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Tabla 5.76.- Suelo Cultivo-patata: cantidades (mg kg^{-1}) mineralizadas (Nmin) de las formas de nitrógeno (N_{inorg} , NH_4^+ , NO_2^- y NO_3^-) acumuladas desde el inicio hasta los días 3, 10, 24 y 42 de las incubaciones realizadas a las distintas condiciones de humedad y temperatura experimentales.

°C	Nmin-N _{inorg}					Nmin-NH ₄ ⁺					Nmin-NO ₂ ⁻					Nmin-NO ₃ ⁻				
	Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
	3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24		
10	-1,11	-0,23	0,97	3,30		-0,10	-0,27	-0,18	-0,27		1,19	-0,66	0,98	-0,62		-2,18	0,70	0,18		4,19
15	0,03	0,12	-0,90	1,18		0,17	0,05	0,05	0,09		0,46	0,38	0,04	0,51		-0,60	-0,300	-0,98		0,59
20	1,09	0,76	0,88	4,76		-0,04	-0,20	-0,33	-0,16		0,02	0,77	6,57	7,91		1,13	0,21	-5,34		-2,97
25	-0,62	1,90	4,10	6,83		-0,27	-0,31	-0,27	-0,35		1,74	1,20	0,54	0,50		-2,09	1,02	3,83		6,69
30	0,99	0,52	4,58	9,46		0,43	0,64	0,05	0,26		0,55	0,42	1,18	0,89		0,02	-0,53	3,36		8,33
35	2,24	3,14	5,79	18,27		0,82	2,75	4,97	9,20		-0,51	1,70	4,28	6,60		1,93	-1,31	-3,45		2,48
10	-0,96	-0,13	2,02	3,81		-0,26	-0,31	-0,17	-0,31		1,27	0,30	1,09	0,04		-1,96	0,15	1,11		4,09
15	-1,46	-0,19	1,67	2,38		0,19	0,01	0,14	0,32		0,58	0,81	1,25	1,29		-2,23	-1,00	0,29		0,78
20	-0,44	0,36	3,36	4,52		-0,24	-0,15	-0,33	-0,06		0,60	1,76	8,15	3,64		-0,79	-1,24	-4,46		0,96
25	-0,07	2,80	5,64	8,47		-0,31	-0,31	-0,18	-0,31		1,60	1,30	-0,32	0,73		-1,36	1,82	6,14		8,06
30	-0,74	1,48	5,89	3,84		0,23	0,23	0,18	0,19		0,59	0,54	1,07	1,16		-1,55	0,72	4,63		2,5
35	1,85	2,30	9,80	10,83		0,97	1,51	3,71	5,78		0,75	3,08	4,74	6,18		0,14	-2,28	1,36		-1,11
10	-0,83	-0,84	3,37	3,94		-0,26	-0,26	-0,21	-0,35		0,90	0,44	0,63	0,07		-1,49	-1,01	2,97		4,23
15	-3,53	-2,22	0,92	1,95		0,29	0,11	0,15	0,06		0,48	0,20	0,53	0,43		-4,30	-2,52	0,24		1,46
20	-0,74	0,27	2,62	4,99		-0,23	-0,23	-0,33	-0,23		-0,07	-0,36	8,15	-0,16		-0,43	0,87	-5,18		5,39
25	-0,05	2,12	4,98	7,84		-0,35	-0,21	-0,17	-0,26		-0,26	0,20	0,25	-0,03		0,57	2,14	4,91		8,14
30	-2,07	0,07	6,19	11,88		0,25	0,16	0,06	0,25		1,11	0,92	0,64	1,44		-3,43	-1,00	5,50		10,19
35	-0,23	2,64	7,77	16,00		0,91	2,88	4,03	5,81		0,12	2,56	2,95	7,06		-1,25	-2,79	0,99		3,15

% c.c.	60	80	100
--------	----	----	-----

Tabla 5.76 (Continuación).– Suelo Cultivo-patata: cantidades (mg kg⁻¹) mineralizadas (**Nmin**) de las formas de nitrógeno (**Ntinorg**, **NH₄⁺**, **NO₂⁻** y **NO₃⁻**) acumuladas desde el inicio hasta los días 3, 10, 24 y 42 de las incubaciones realizadas a las distintas condiciones de humedad y temperatura experimentales.

% c.c.	°C	Nmin-Ntinorg					Nmin-NH₄⁺					Nmin-NO₂⁻					Nmin-NO₃⁻				
		Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación					Días de incubación				
		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42		3	10	24	42	
120	10	1,01	-0,22	1,94	5,44		-0,30	-0,30	-0,20	-0,30		2,95	0,25	-0,14	-0,14		-1,63	-0,16	2,29	5,78	
	15	-2,41	-1,14	-0,16	1,45		0,46	0,02	0,07	0,16		0,66	0,71	1,20	0,56		-3,52	-1,86	-1,42	0,73	
	20	0,01	0,61	4,00	5,05		-0,23	-0,13	-0,33	-0,13		0,44	0,39	6,60	3,92		-0,19	0,36	-4,03	1,27	
	25	-0,64	0,63	3,11	7,29		-0,35	-0,25	-0,20	-0,30		-0,25	-0,93	0,14	-0,69		-0,02	1,82	3,18	6,61	
	30	-2,10	-0,25	6,05	10,42		0,27	0,22	0,12	0,22		0,53	1,12	1,17	0,63		-2,88	-1,58	4,77	9,59	
	35	-5,40	-11,34	-8,24	-2,50		2,17	6,71	9,71	15,75		1,93	-1,02	-1,12	-0,97		-9,48	-17,02	-16,82	-17,27	
160	10	0,30	0,02	-1,07	-0,58		-0,13	-0,08	0,09	-0,24		2,67	0,70	0,21	0,48		-2,23	-2,27	-1,36	-0,81	
	15	-2,79	-7,01	-7,99	-9,98		0,30	0,85	0,69	0,49		0,87	1,25	0,27	1,75		-3,85	-6,75	-8,94	-12,22	
	20	-1,36	-3,45	-8,97	-12,33		0,44	0,77	0,22	-0,17		1,27	0,39	3,26	0,99		-2,29	-4,60	-11,93	-13,14	
	25	-0,87	-5,08	-11,84	-14,72		-0,02	0,54	1,03	-0,24		2,56	0,06	-0,16	-0,77		-3,41	-5,67	-12,7	-13,7	
	30	-8,27	-14,85	-11,13	-7,28		1,35	3,50	6,91	10,65		1,54	0,43	0,77	0,49		-11,15	-18,85	-18,79	-18,41	
	35	-10,90	-12,04	-7,44	-2,79		1,80	6,46	10,95	15,05		0,15	-1,27	-1,15	-0,99		-12,84	-17,22	-17,22	-16,84	

5.10.4.2. Humedad del 80% c.c.

Nmin-Ntinorg

En todas las muestras incubadas con este grado de humedad, salvo las de 30 °C a los 42 días, la mineralización neta de compuestos de nitrógeno aumenta para cada temperatura con el tiempo (Tabla 5.76). Asimismo, se puede observar como los valores de Nmin-Ntinorg tienden a ser más elevados cuando las temperaturas de incubación son superiores a 15 °C, con la excepción del dato arriba señalado. Se repite la circunstancia observada para el suelo al 60% c.c. de humedad de que la mineralización neta es superior a 10 °C que a 15 °C.

Del análisis de los datos obtenidos para el suelo con este contenido de humedad del 80% c.c. (Tabla 5.76), se podría establecer la hipótesis de la existencia de dos etapas con diferentes ritmos de mineralización durante el período de incubación:

- a) Hasta 10 días, equivalente a tiempos cortos de incubación: el balance neto del contenido en Nmin-Ntinorg, indica que la mineralización del nitrógeno está poco favorecida, ya que durante este período se produce una disminución de compuestos inorgánicos de nitrógeno en el suelo. Por ejemplo, para el tiempo control de 3 días, los valores obtenidos para todas las temperaturas son negativos excepto para 35 °C, lo que significa que la mineralización neta en este tiempo es inferior a la del momento inicial de la incubación.
- b) Entre 10 y 42 días, equivalente a tiempos largos de incubación: aumenta la mineralización neta en el suelo, siendo mayor el aumento a temperaturas más altas con la excepción del ensayo a 30 °C, (Figura 5.112).

Si se comparan los valores obtenidos para el suelo al 80% c.c. con los obtenidos al 60% c.c. (Tabla 5.76), se puede argumentar que la combinación de temperaturas cálidas con el mayor grado de humectación no favorece el enriquecimiento del suelo en compuestos inorgánicos de nitrógeno, ya que se determinan concentraciones mayores en las muestras de suelo con menor humedad (60% c.c.) cuando son incubadas a temperaturas superiores o iguales a 20 °C. Sin embargo a temperaturas inferiores a 20 °C, las concentraciones de Nmin-Ntinorg son superiores en las muestras de humedad 80% c.c., es decir, la inmovilización es menor, o bien la mineralización es menor que en las muestras al 60% c.c.

Nmin-NH₄⁺

De modo general se puede decir que los procesos que dan lugar a la acumulación de formas amoniacales no tienen gran actividad en el suelo Cultivo-patata con este grado de humedad, sino que cuando las temperaturas de incubación son menores o iguales a 30 °C posiblemente predomina la tendencia a la inmovilización. Sólo en las muestras incubadas a 35 °C se puede considerar que la amonificación tiene lugar de modo regular a lo largo de

toda la incubación, ya que hay amonio en el suelo y, además, los contenidos del mismo van aumentando con el tiempo, como se puede apreciar en la tabla 5.76. Aunque si bien es verdad, que en las muestras incubadas a 30 °C se determinan pequeñas cantidades de Nmin-NH_4^+ , de valor semejante a los de las muestras incubadas a 15 °C, estos valores son poco significativos.

Al comparar los valores obtenidos para una humedad del 80% c.c. con los valores obtenidos para el 60% c.c., se pone de manifiesto que el incremento de humedad en este suelo, no implica un incremento de las formas amonio en el mismo.

Nmin-NO_2^-

A esta humedad del 80% c.c. el contenido de nitritos en el suelo, en general, tiende a aumentar con el tiempo de incubación (Tabla 5.76). Destacan por sus contenidos en nitritos sobre las demás muestras las incubadas a 20 y a 35 °C, al igual que sucedía en el caso de las muestras a la humedad del 60% c.c.

En las muestras incubadas a 20 °C durante 24 días, se da el máximo contenido (8,15 mg kg^{-1}) de Nmin-NO_2^- en el suelo obtenido para esta humedad y cualquiera de las temperaturas ensayadas, y las muestras incubadas a la temperatura más cálida (35 °C) sin embargo, tienen su máximo (6,18 mg kg^{-1}) a los 42 días. No obstante, se debe indicar que se trata de valores de Nmin-NO_2^- anormalmente elevados para estas condiciones de incubación. Las muestras incubadas a 10 y 25 °C difieren del comportamiento general, ya que en ellas la cantidad de Nmin-NO_2^- en el suelo oscila a lo largo del tiempo de incubación.

Al comparar los resultados obtenidos para esta humedad (80% c.c.) con los de la humedad inferior (60% c.c.), se puede concluir que básicamente la evolución durante la incubación de Nmin-NO_2^- en el suelo, es similar para cada una de las temperaturas de ensayo en ambas humedades.

Nmin-NO_3^-

Los contenidos netos de Nmin-NO_3^- en el suelo varían en función de la temperatura de incubación y del tiempo (Tabla 5.76). Así, en las muestras incubadas a las temperaturas inferiores a 35 °C al principio de la incubación se produce pérdida de nitratos en el suelo con intensidad variable para las distintas temperaturas; tal y como se indica a continuación:

☞ A 10 °C a los 3 días de incubación el valor de Nmin-NO_3^- es -1,96 mg kg^{-1} y en los días posteriores, hasta el final del proceso no sólo no existe tal pérdida, sino que aumenta la cantidad de nitratos en el suelo.

☞ Para 15 °C la disminución del contenido de nitratos en el suelo es mayor que para 10 °C, ya que el valor inicial ($t = 3$ días) es más negativo y, aunque la pérdida se ralentiza, persiste hasta el día 10 de incubación.

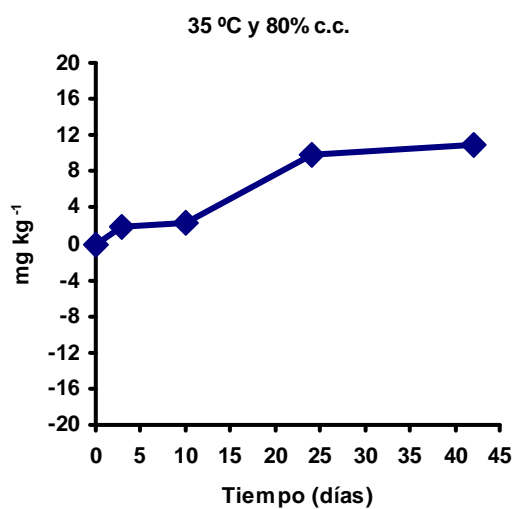
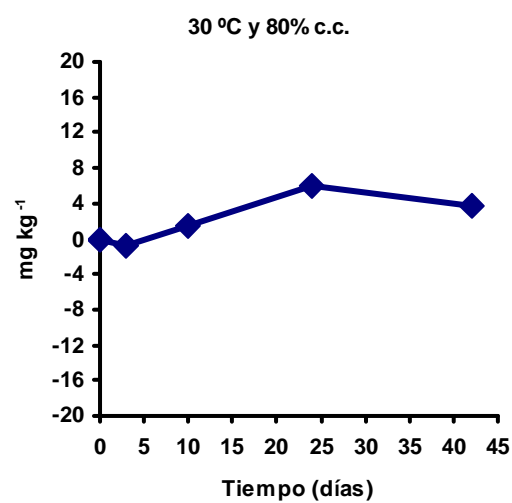
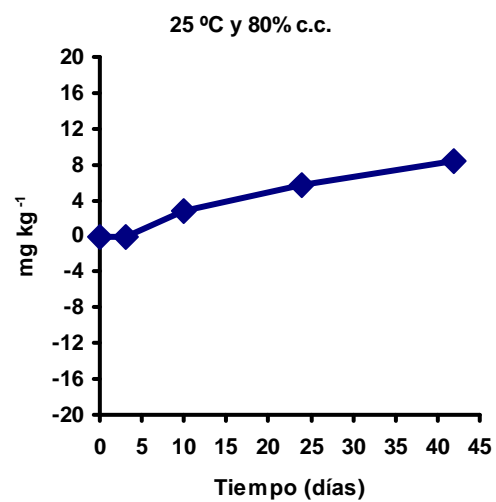
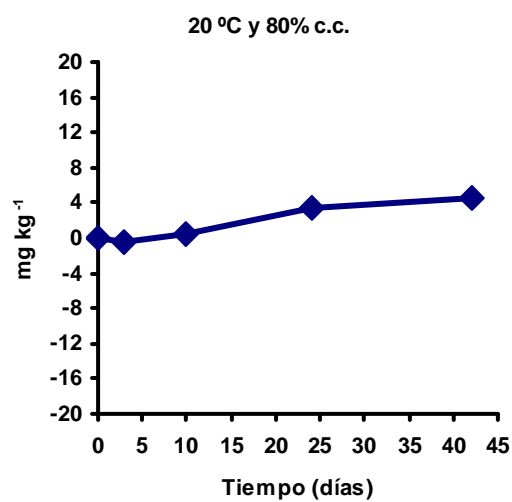
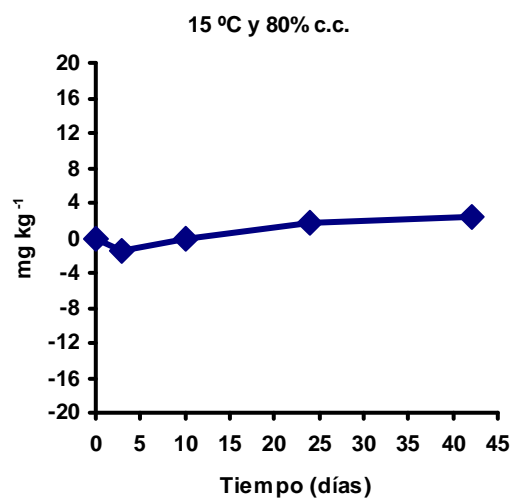
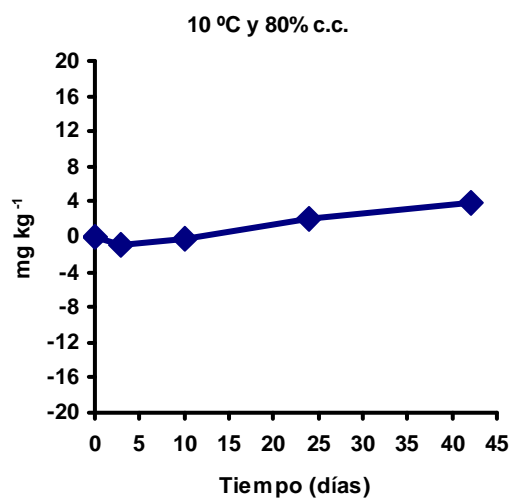


Figura 5.112.- Suelo Cultivo-patata: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 80% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

☞ A 20 °C predomina la pérdida de nitratos durante la mayor parte de la incubación, puesto que se obtienen valores cada vez más negativos hasta el día 24 (Tabla 5.76), tendencia que parece invertirse a los 42 días de incubación, ya que se obtiene un valor positivo de $N_{min}-NO_3^-$ 0,96 mg kg⁻¹.

En el caso de las incubaciones realizadas a temperaturas superiores a 20 °C, se puede observar que inicialmente (t = 3 días) el balance neto de nitratos es negativo, en el suelo incubado a 25 °C (-1,36 mg kg⁻¹) y a 30 °C (-1,55 mg kg⁻¹), pero es ligeramente positivo cuando se incuba a 35 °C ya que el contenido de $N_{min}-NO_3^-$ a los 3 días de incubación es de 0,14 mg kg⁻¹, tal como se observa en la tabla 5.76.

Sin embargo a los 42 días de incubación, la cantidad de $N_{min}-NO_3^-$ del suelo disminuye al aumentar la temperatura de incubación, como lo demuestra el hecho de que:

☞ A 25 °C se obtiene un balance neto de 8,06 mg kg⁻¹, que constituye la mayor cantidad neta de nitratos de todas las determinadas en el suelo con este grado de humedad, (Tabla 5.76). Ello indica que se invierte el sentido del proceso, desde la pérdida hacia la acumulación en el suelo de formas nitrato.

☞ Para 30 °C el balance es de 2,5 mg kg⁻¹, es decir, que sucede lo mismo que a 25 °C: las cantidades netas de nitratos en el suelo van aumentando con el tiempo, pero con valores inferiores a los de la temperatura de 25 °C.

☞ A 35 °C es de -1,11 mg kg⁻¹, que pone en evidencia un comportamiento distinto al de las dos temperaturas anteriores, ya que entre el día 3 y 10 se produce una pérdida de nitratos, pero a partir del día 10 y hasta el día 24 éstos aumentan, volviendo a disminuir posteriormente a los 42 días de la incubación.

Comparando los valores obtenidos para esta humedad (80% c.c.) con los de la humedad inferior (60% c.c.), se observa que el aumento de humedad favorece el aumento de $N_{min}-NO_3^-$ en el suelo cuando la temperatura ambiente está comprendida entre 15 y 25 °C, siendo la más idónea 25 °C. Para el resto de las temperaturas los valores de $N_{min}-NO_3^-$ disminuyen con respecto a los obtenidos a 60% c.c., sobre todo a las temperaturas de 30 y 35 °C llegando incluso, a la temperatura más alta, a la desnitrificación o con mayor probabilidad a la inmovilización de los nitratos para estas condiciones de incubación (Tabla 5.76).

5.10.4.3. Humedad del 100% c.c.

Nmin-Ntinorg

En el suelo Cultivo-patata incubado a capacidad de campo (c.c.), la mineralización neta aumenta con la temperatura y el tiempo de incubación, tal como se puede apreciar en la figura 5.113. En dicha tabla se observa que, si bien inicialmente los valores de Nmin-Ntinorg son negativos para todas las temperaturas de incubación, a partir de los tres primeros días en las muestras sometidas a más de 15 °C, el contenido en compuestos nitrogenados inorgánicos aumenta con el tiempo y la temperatura de incubación, de tal modo que a los 42 días para todas las temperaturas se determina el mayor contenido de Nmin-Ntinorg en el suelo, siendo mayor cuanto mayor es la temperatura, de modo que para las muestras incubadas a 35 °C, el valor de Nmin-Ntinorg es de 16,00 mg kg⁻¹.

En la tabla 5.76 se puede observar como en las incubaciones realizadas a 15 y 10 °C, el suelo pierde nitrógeno inorgánico durante los 10 primeros días y a partir de ese tiempo la mineralización predomina sobre la inmovilización, dando lugar a valores positivos de Nmin-Ntinorg. En estos ensayos el mayor contenido de compuestos de nitrógeno inorgánico, 3,94 mg kg⁻¹, se obtiene a los 42 días en las muestras incubadas a 10 °C.

Nmin-NH₄⁺

En general, no se registran grandes cantidades de formas amonio en estas muestras salvo a 35 °C. Lo más frecuente, como se puede observar en la tabla 5.76, son los valores negativos, que podrían ser debidos a que los procesos de mineralización no están activados, o a que las formas amoniacaes hayan sido transformadas en otras formas inorgánicas de nitrógeno.

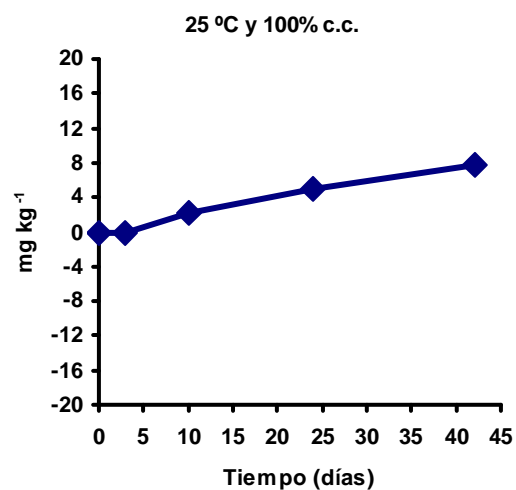
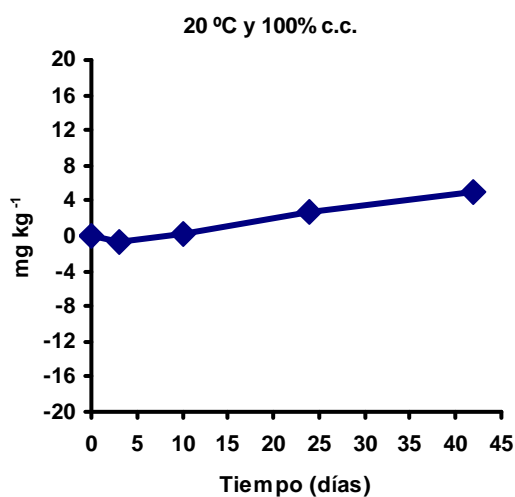
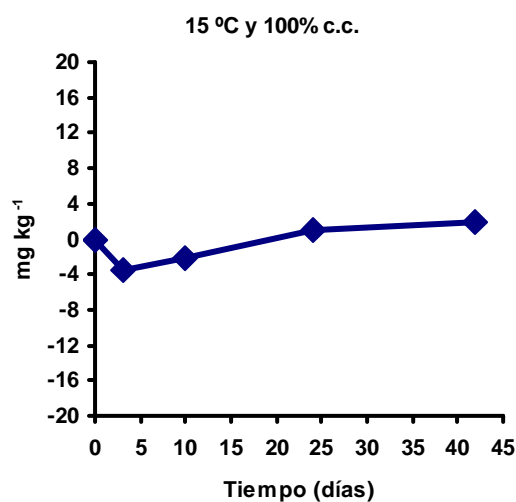
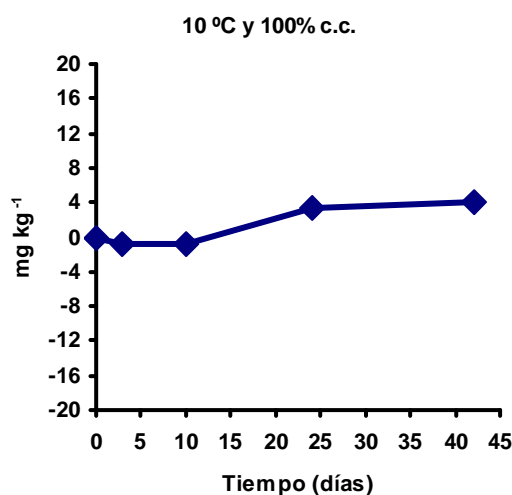
La temperatura de incubación que genera más cantidad de Nmin-NH₄⁺ en el suelo (5,81 mg kg⁻¹) es la de 35 °C, esta cantidad es obtenida después de 42 días de incubación. Sin embargo, la temperatura de 30 °C no origina un contenido abundante de formas amoniacaes en el suelo y, además, en este caso el factor tiempo parece no influir en el proceso. El mismo comentario se puede aplicar para la temperatura de 15 °C (Tabla 5.76).

En las incubaciones realizadas a 10, 20 y 25 °C, los valores obtenidos son ligeramente negativos (inferiores a -0,5 mg kg⁻¹) por lo que posiblemente podrían ser indicadores de inmovilizaciones someras.

En resumen el balance en cuanto al incremento del contenido de formas amoniacaes en el suelo a capacidad de campo (100% c.c.) e incubado a las diferentes temperaturas, no es muy positivo para este suelo de cultivo, salvo si la temperatura es de 35 °C, en cuyo caso se produce un progresivo incremento neto de las formas amoniacaes con el tiempo de incubación (Tabla 5.76).

Nmin-NO₂⁻

En general, para todas las temperaturas de incubación los valores son positivos e inferiores o ligeramente superiores a 1 mg kg⁻¹ (Tabla 5.76). Como se puede observar de entre todos los datos sobresale el valor (8,15 mg kg⁻¹) de las muestras incubadas durante 24 días a 20 °C.



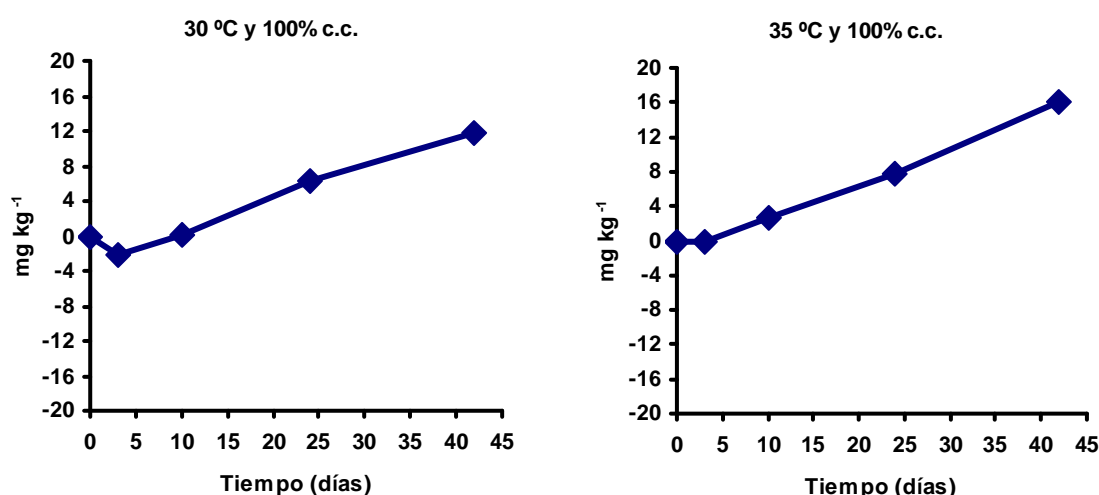


Figura 5.113.- Suelo Cultivo-patata: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 100% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Si se comparan los resultados obtenidos para el suelo a capacidad de campo con los obtenidos para la humedad de 80% c.c. se puede comprobar que, para todas las temperaturas de incubación, a los 3 días no existen grandes variaciones entre ellas en el balance neto de nitritos (Tabla 5.76). Sin embargo, a los 42 días se puede observar que, salvo para las muestras incubadas a 10 °C (para las que prácticamente no varía) y las incubaciones a 35 °C (para las que aumenta), en el resto, generalmente, el balance de Nmin-NO_2^- en el suelo es una cantidad ligeramente menor a 100% c.c. que a 80% c.c.

Nmin-NO_3^-

La influencia del tiempo y de la temperatura es importante en los procesos de nitración del suelo Cultivo-patata (Tabla 5.76). De los datos obtenidos se puede deducir que la temperatura de incubación más favorable para que en el suelo exista mayor cantidad neta de nitratos no es la de 35 °C, sino la de 30 °C. Además, es después de los 42 días de incubación cuando se determinan las mayores cantidades netas de nitratos en el suelo, disminuyendo en el siguiente orden térmico: 30, 25, 20, 10, 35 y 15 °C.

Es interesante analizar los procesos a lo largo del tiempo en las muestras incubadas a 30 °C, ya que si bien, los mayores contenidos de Nmin-NO_3^- (10,19 mg kg⁻¹), se dan en las muestras a los 42 días de incubación, durante los primeros 10 días se producen pérdidas de formas nitrato, ya que los balances netos dan valores negativos. También se puede observar que la pérdida de nitratos con el tiempo es cada vez menor, de forma que a los 24 días el balance es positivo, es decir se acumulan nitratos en el suelo; este valor de nitratos se duplica a los 42 días de incubación.

Este mismo comportamiento se puede observar en las muestras incubadas a 35, 10 y 15 °C, aunque las cantidades netas positivas de formas nitratos son menores. Sin

embargo, en las muestras incubadas a 25 °C, en las que al final de la incubación se determinan 8,14 mg kg⁻¹ de nitratos (el segundo valor más elevado de las muestras con esta humedad, a cualquier tiempo y temperatura), las cantidades netas de nitratos van aumentando paulatinamente en el suelo a medida que transcurre el tiempo.

Al comparar los resultados obtenidos para esta humedad (100% c.c.) con los de la anterior (80% c.c.) se puede decir que, en general, el mayor contenido de humedad del suelo favorece un mayor contenido de nitratos en el mismo.

5.10.4.4. Humedad del 120% c.c.

N_{min}-N_{tinorg}

Tomando como referencia los datos de la tabla 5.76 parece que la mineralización neta en las muestras del suelo Cultivo-patata con este grado de humedad, es variable con la temperatura y el tiempo de incubación. Como característica general se podría decir que para todas las temperaturas, a lo largo del tiempo de incubación la mineralización neta se incrementa, excepto para las muestras sometidas a 35 °C en donde los valores son siempre negativos durante períodos cortos de tiempo (t = 10 días); en tales muestras se determina el valor más bajo de N_{min}-N_{tinorg} (-11,34 mg kg⁻¹) que podría constituir un indicador de que posiblemente a esta humedad y a esta temperatura el proceso de desnitrificación es importante.

En la figura 5.114 se puede observar que en los primeros días de incubación se dan los valores de N_{min}-N_{tinorg} más bajos, mientras que cuando el tiempo de incubación es mayor (fundamentalmente a partir de los 10 días) la mineralización se hace más intensa de tal forma que, salvo a 35 °C, predomina a todas las temperaturas (30, 25, 20, 10 y 15 °C, según un orden decreciente de valores de mineralización neta). Dos ejemplos discordantes los constituyen las muestras incubadas a 35 y 20 °C, puesto que en las primeras los valores de mineralización neta son negativos a lo largo de toda la incubación mientras que en las segundas son siempre positivos, por lo que en estas últimas predomina la mineralización de los compuestos orgánicos del nitrógeno.

N_{min}-NH₄⁺

La formación de nitrógeno amoniacal en las muestras humectadas a 120% c.c. e incubadas a 35 °C, se puede considerar relevante puesto que son positivos y aumentan a medida que transcurre el tiempo de incubación; de hecho, en las muestras de esta incubación (120% c.c de humedad y 35 °C de temperatura) se da el mayor valor de N_{min}-NH₄⁺ (15,75 mg kg⁻¹), después de incubar durante 42 días.

También se dan valores positivos, siendo muy similares entre sí, en las incubaciones realizadas a 30 y 15 °C, pero las cantidades son para todos los tiempos de incubación inferiores a 1 mg kg⁻¹. Para el resto de las temperaturas los valores de N_{min}-

NH_4^+ son siempre negativos, para cualquier tiempo, aunque se mantienen por encima del valor de $-0,5 \text{ mg kg}^{-1}$ (Tabla 5.76).

En consecuencia, se podría concluir que los procesos de mineralización que dan lugar a formas amonio no se desarrollan bien a 120% c.c., salvo para la temperatura de 35 °C a la que, a medida que aumenta el tiempo, se incrementan los contenidos de Nmin-NH_4^+ en las muestras siendo superiores a los de todas las demás para cualquier tiempo. De este comportamiento se puede inferir, una vez más, el carácter termófilo de las poblaciones bacterianas amonificantes.

Nmin-NO_2^-

A esta humedad, como en las inferiores a ella, destacan las muestras incubadas a 20 °C ya que a los 24 días de incubación, en ellas se obtiene el valor máximo de nitritos, ($6,6 \text{ mg kg}^{-1}$); aunque con posterioridad, a los 42 días, el contenido de Nmin-NO_2^- disminuye a $3,92 \text{ mg kg}^{-1}$ (Tabla 5.76). Destaca, también, la elevada cantidad ($2,95 \text{ mg kg}^{-1}$) de nitritos que tiene, después de tres días, las muestras incubadas a 10 °C; pero, si la incubación de estas muestras se prolonga hasta 42 días se observa como las cantidades de nitritos disminuyen a $-0,14 \text{ mg kg}^{-1}$. No obstante, no resulta tan extraño el primer valor reseñado, si se consideran, para esta temperatura de 10 °C, los valores determinados a humedades inferiores y, anteriormente comentadas, para este mismo tiempo de incubación ($t = 3$ días) puesto que, en general las cantidades de nitritos en el suelo son superiores a 1 mg kg^{-1} : $1,27 \text{ mg kg}^{-1}$ a la humedad de 80% c.c. y $1,19 \text{ mg kg}^{-1}$ a la humedad de 60% c.c, es decir que los valores de Nmin-NO_2^- aumentan ligeramente con el contenido de humedad del suelo, excepto en la muestra a capacidad de campo a 10 °C y 3 días de incubación para la que el valor es de $0,80 \text{ mg kg}^{-1}$ (Tabla 5.76).

Se puede añadir que, por lo regular, para tiempos de incubación superiores a 24 días los valores de Nmin-NO_2^- disminuyen y que el máximo contenido neto de nitritos en las muestras suele coincidir con el día 24 de incubación, aunque para las temperaturas extremas de incubación, 10 y 35 °C, se produce al tercer día de la misma.

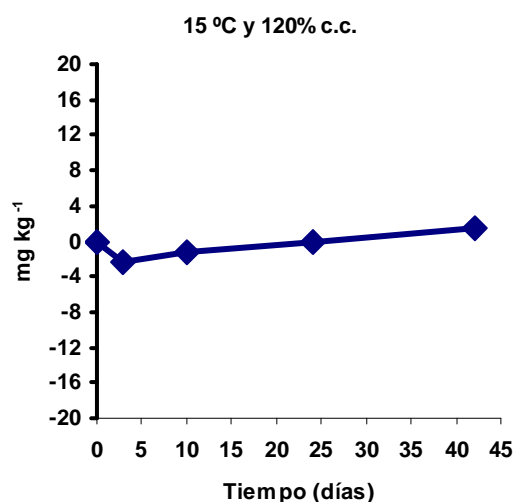
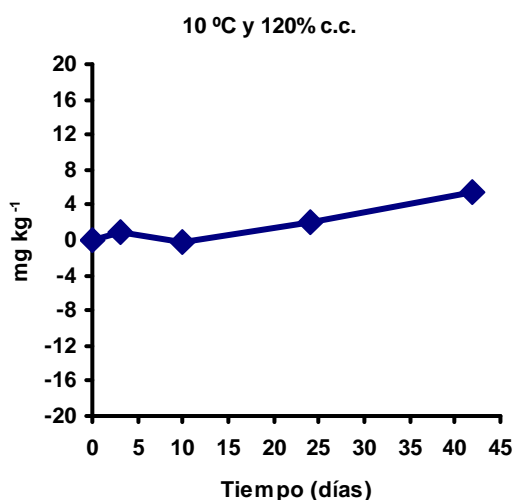
En resumen, salvo los casos ya comentados, los niveles de Nmin-NO_2^- en el suelo Cultivo-patata con esta humedad, suelen ser bajos (inferiores a 1 mg kg^{-1}) por lo que el suelo no tiende a acumular nitritos, salvo, a 20 °C.

Nmin-NO_3^-

En la tabla 5.76 se puede ver como a la temperatura de 35 °C predomina la pérdida de nitratos en el suelo y además el proceso tiende a activarse con el tiempo de incubación, llegando al valor de $-17,27 \text{ mg kg}^{-1}$ al cabo de 42 días. Ahora bien esta pérdida ocurre, también, a otras temperaturas como 30, 15, 10, 20 y 25 °C, diferenciándose entre ellas en la duración del proceso, de modo que en unos casos se prolonga 24 días y en muchos sólo 10 días, o, en el caso de 25 °C, sólo 3 días.

De modo general, las muestras que experimentan mayor disminución de los valores de Nmin-NO_3^- son las sometidas a 35 °C y con incubación prolongada, es decir, que la mineralización neta es negativa, tal vez debido a que posiblemente bajo estas condiciones de 120% c.c. de humedad y temperatura cálida, tenga lugar el proceso de desnitrificación. A estas muestras le siguen las de 15 y 30 °C pero, en estos casos, por lo regular, la desnitrificación tendría lugar a tiempos cortos de incubación (Tabla 5.76).

El mayor grado de nitración neta del suelo se puede observar en las muestras sometidas a más de 10 días de incubación a temperatura de 30 °C, así como a 25 y 10 °C. Para las temperaturas restantes, teniendo en cuenta los datos obtenidos, parece que dicho proceso no tiene repercusión relevante en el suelo.



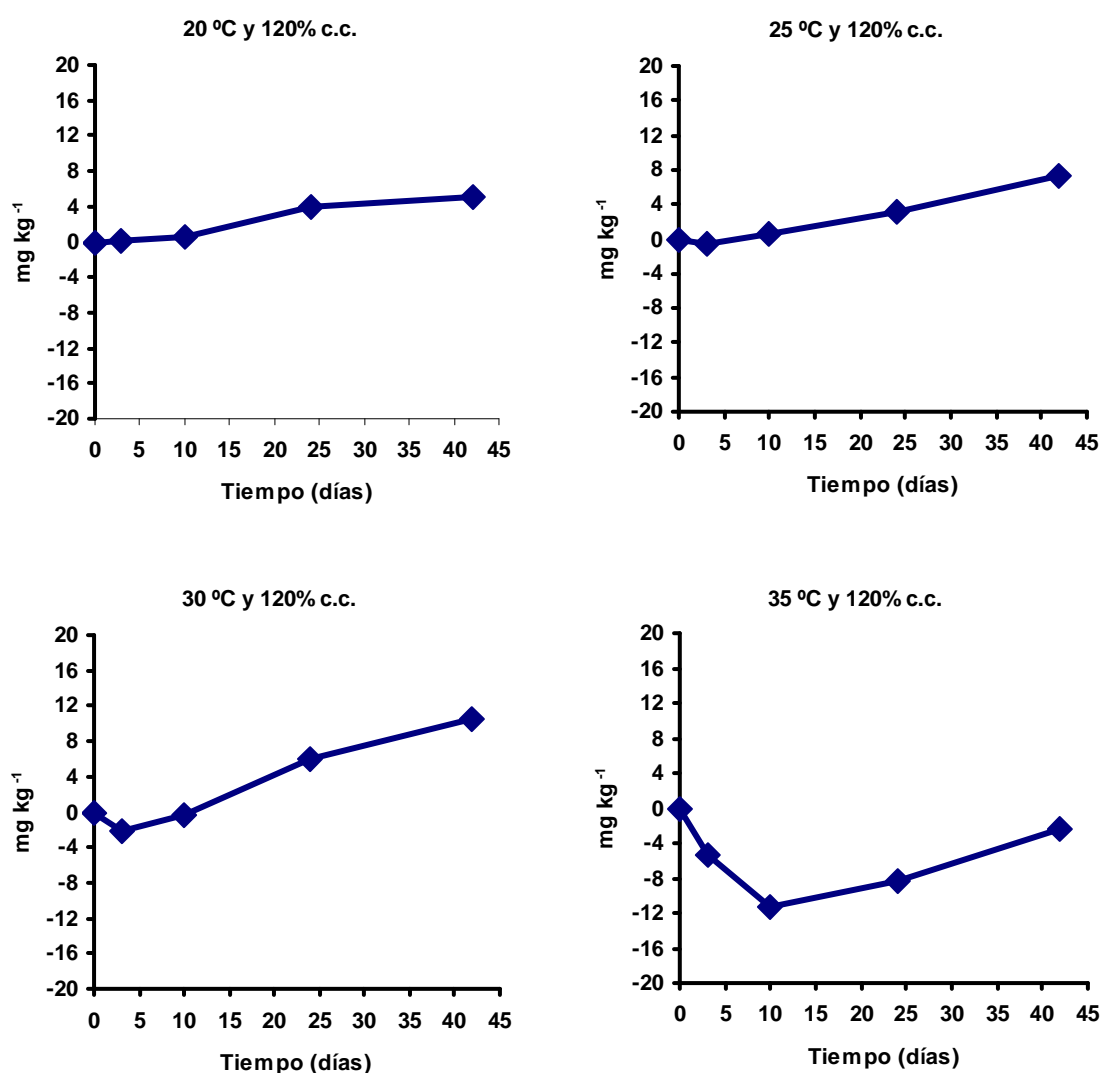


Figura 5.114.- Suelo Cultivo-patata: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 120% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

Por tanto, a esta humedad la nitrificación neta tiene lugar a temperaturas de incubación de 30, 25 y 10 °C después de, por lo menos, 10 días de incubación; por el contrario, la pérdida de formas nitrato se produce a temperaturas altas (35 °C) incrementándose con el tiempo, mientras que a temperaturas más bajas tiene lugar en los primeros días de la incubación.

5.10.4.5. Humedad del 160% c.c.

Nmin-Ntinorg

Del análisis de los datos de Nmin-Ntinorg obtenidos para el suelo Cultivo-patata a esta humedad durante la incubación a diferentes temperaturas (Tabla 5.76), se puede deducir que prácticamente para todas las temperaturas de incubación y todos los tiempos

de control, predomina la pérdida de los compuestos inorgánicos de nitrógeno sobre la mineralización de los mismos, con las excepciones de las muestras incubadas a 10 °C hasta los 10 días, aunque en ambos casos las cantidades netas de Nmin-Ntinorg son mínimas.

Como es lógico, la intensidad de la pérdida de las formas inorgánicas, no es igual para todas las temperaturas ni para cualquier tiempo. Así, el valor más bajo de Nmin-Ntinorg (-14,85 mg kg⁻¹), esto es, la mayor pérdida, se registra a 30 °C y con 10 días de incubación mientras que la menor pérdida se produce en la muestra incubada a 10 °C a los 42 días de incubación, ya que el valor obtenido es de -0,58 mg kg⁻¹ por lo que la velocidad de los procesos que conllevan a una disminución de las formas inorgánicas de nitrógeno, es mayor en el suelo incubado a 30 °C que en el incubado a 10 °C.

Si, además, se analizan los valores obtenidos a las distintas temperaturas para el mismo tiempo de incubación, como por ejemplo a los 3 días, el menor valor de Nmin-Ntinorg se obtiene a 35 °C y el mayor a 10 °C, lo que viene a confirmar que la velocidad de la pérdida de compuestos de nitrógeno en el suelo se acelera con la temperatura; este hecho se pone de manifiesto de forma más clara a partir de los 30 °C, como se puede apreciar en la figura 5.115. No obstante, para las muestras incubadas a 30 y 35 °C, a partir del décimo día de incubación, la pérdida de Nmin-Ntinorg disminuye de manera notoria.

Por tanto, la evolución del contenido neto en Nmin-Ntinorg de las muestras indica que cuanto más rápida y temprana sea “la pérdida” antes se ralentiza el proceso. Así, por ejemplo, para las muestras incubadas a 35 y 30 °C se observa que en la muestra a 35 °C la máxima pérdida se produce a los 10 días siendo el balance neto de -12,04 mg kg⁻¹, cantidad que es inferior a la de la muestra incubada a 30 °C, -14,85 mg kg⁻¹ para el mismo tiempo de incubación.

Por otro lado, a los 3 días, las muestras sometidas a 35 °C dan un valor de Nmin-Ntinorg de -10,9 mg kg⁻¹, mientras que el valor obtenido para las incubadas a 30 °C es de -8,27 mg kg⁻¹, lo que indica que las primeras han perdido más formas inorgánicas en menos tiempo que las segundas, pero la disminución de Nmin-Ntinorg en las muestras incubadas a 35 °C comienza a remitir con anterioridad a lo que lo hace en las muestras incubadas a 30 °C y por ello estas últimas tienen su valor máximo de Nmin-Ntinorg a los 10 días. Lo mismo sucede si comparamos los valores de Nmin-Ntinorg a 25, 20 y 15 °C, ya que sus máximas pérdidas se producen más tardíamente, en concreto a los 42 días y son mayores cuanto mayor es la temperatura.

En el caso de la temperatura de 10 °C se podría esperar (si se comportase como a las demás temperaturas) que los valores negativos de Nmin-Ntinorg, es decir, la disminución de las formas de nitrógeno inorgánico, se fueran incrementando o se mantuvieran estables a medida que avanzase la incubación, pero ante los resultados se observa que, pasado el día 24, en vez de activarse el proceso se ralentiza ligeramente.

Nmin-NH₄⁺

El mayor contenido neto (15,05 mg kg⁻¹) de formas amoniacales se da en las muestras incubadas a 35 °C después de 42 días de incubación; a estas muestras le siguen, con un valor de 10,65 mg kg⁻¹ para Nmin-NH₄⁺ las incubadas, durante los mismos días, a 30 °C, (Tabla 5.76).

En las muestras incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C se puede considerar que los procesos amonificantes se desarrollan mal o, por lo menos, que lo hacen a una velocidad que no compensa las cantidades de amonio que se transforman en otras formas de nitrógeno, lo que determina que el contenido de amonio en el suelo a lo largo de la incubación, se incremente o disminuya sólo muy ligeramente, manteniéndose alrededor de un valor bastante próximo a cero.

Cabe resaltar, al comparar estos valores con los obtenidos para la humedad del 120% c.c., que el aumento de humectación del suelo hasta el 160% c.c., origina la acumulación de nitrógeno en forma amoniacal en las muestras incubadas a 30 °C a diferencia de lo que ocurría a la humedad del 120% c.c.; tal efecto se manifiesta desde el inicio de la incubación y se mantiene hasta el final de la misma (Tabla 5.76). Como consecuencia de ello, estas muestras se aproximan al comportamiento de las incubadas a 35 °C y se alejan de las demás. Para temperaturas por debajo de los 30 °C, en general el contenido en Nmin-NH₄⁺ es ligeramente mayor en las muestras humectadas al 160% c.c. que en las del 120% c.c., efecto que es más evidente cuanto mayor es la temperatura.

Ahora bien, este efecto inductor positivo del aumento de la humedad, no se constata a la temperatura de 35 °C, ya que las muestras humectadas al 160 y al 120% c.c. tienen un contenido de Nmin-NH₄⁺ similar (15,05 y 15,75 mg kg⁻¹, respectivamente); lo que indica que el incremento de humedad del suelo no tiene efecto sobre la amonificación a temperaturas altas (35 °C).

Como resumen, el aumento de humedad del suelo origina un aumento del nitrógeno amoniacal en las muestras incubadas a 30 °C y es indiferente para las demás temperaturas.

Nmin-NO₂⁻

Los valores más altos de Nmin-NO₂⁻ (2,67; 2,56; 1,54 y 1,27 mg kg⁻¹) para todas las temperaturas de ensayo se dan siempre al inicio (esto es para t = 3 días) de la incubación, con excepción de las muestras sometidas a 20 °C que tienen su máximo (3,26 mg kg⁻¹) a los 24 días de incubación (dado el comportamiento de las demás muestras y el de ésta para el resto de la incubación, podría tratarse de un dato erróneo).

La secuencia de temperaturas en relación a los contenidos de Nmin-NO₂⁻ es la siguiente: con valores superiores a 1 mg kg⁻¹, en orden decreciente están las muestras incubadas a: 10, 25, 30 y 20 °C; para el resto de las temperaturas (15 y 35 °C) los valores de Nmin-NO₂⁻ son inferiores a 1 mg kg⁻¹ (Tabla 5.76).

La evolución general de los contenidos de Nmin-NO_2^- , en las distintas muestras indica que los valores de nitritos tienden a disminuir con el tiempo, salvo para las muestras incubadas a 15 °C que a los 42 días de incubación tienen un contenido de 1,75 mg kg⁻¹, el cual constituye el mayor valor de todos los determinados para esta temperatura y esta humedad.

El efecto que tiene el aumento de la humedad de 120% a 160% c.c. sobre las formas nitrito es el de provocar un aumento de su contenido neto en el suelo, en los primeros días de incubación, (Tabla 5.76), para todas las temperaturas excepto para 10 y 35 °C; este efecto distinto para estas últimas temperaturas ya se puede observar, en la temperatura de 10 °C, al pasar de la humedad de 100% c.c. a la de 120% c.c.

Nmin-NO_3^-

Del análisis de los datos obtenidos para este suelo al 160% c.c. de humedad, se podría decir que predomina “la pérdida” de nitratos en todas las temperaturas, es decir, que en relación al contenido inicial disminuye el contenido de esta forma inorgánica de nitrógeno en el suelo con el tiempo y la temperatura, por lo que cuanto mayor es la temperatura y el tiempo de incubación, la disminución es en general más intensa (Tabla 5.76).

Al igual que en casos anteriores hay algunos comportamientos particulares que merecen comentarios específicos:

☞ Para la temperatura más elevada, 35 °C, según los datos obtenidos, se podría postular la hipótesis de que para contenidos de humedad por encima de capacidad de campo existe un máximo de pérdida o disminución que estaría alrededor del valor de -17,5 mg kg⁻¹. Esta hipótesis se fundamenta en que a 160% c.c. a los 10 días de incubación se determina un valor de -17,22 mg kg⁻¹ que tiende a mantenerse en el tiempo hasta el final de la incubación (Tabla 5.76); mientras que a 120% c.c. se registran -17,27 mg kg⁻¹ a los 42 días de incubación. Por tanto, el aumento de humedad del suelo podría haber acelerado los procesos que dan lugar a la pérdida de nitratos llegando a su máximo en menor tiempo.

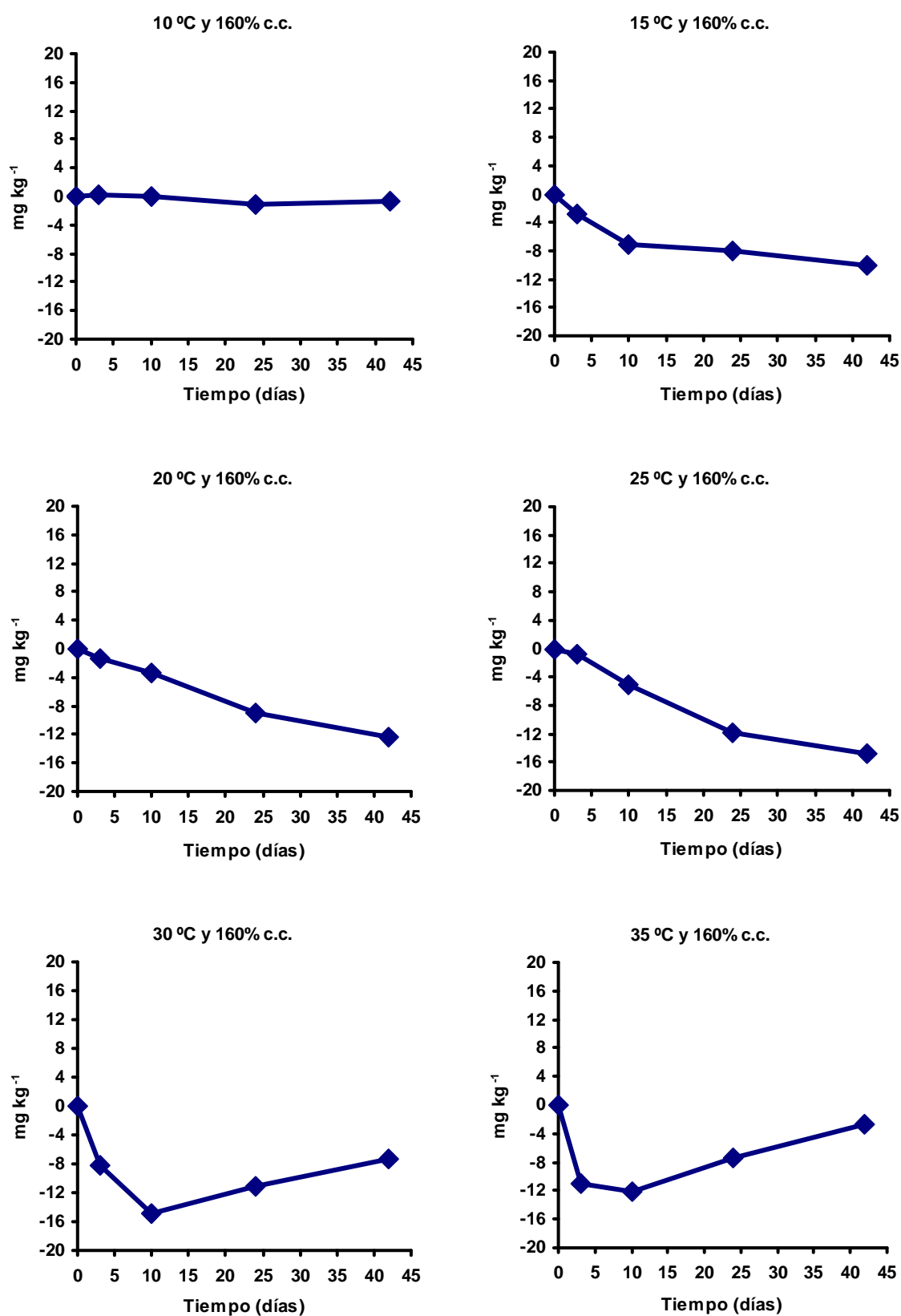


Figura 5.115.- Suelo Cultivo-patata: serie de gráficas correspondientes a los datos de mineralización neta acumulada de las formas de Nitrógeno total inorgánico obtenidos para los tiempos control (3, 10, 24 y 42 días) durante las incubaciones realizadas con el suelo humectado al 160% c.c. sometido a las diferentes temperaturas de ensayo.

☞ Sin embargo, en el caso de que la temperatura sea de 30 °C, para la humedad del 160% c.c. también pudiera existir dicho máximo de disminución de formas nitrato, que parece estar alrededor de -19 mg kg^{-1} , pero este comportamiento no se producía a la humedad de 120% c.c. Esta diferencia con las muestras incubadas a 35 °C podría estar relacionada con el hecho de que a 30 °C la humedad del 120% c.c. no es suficiente para que se den las condiciones que originan una fuerte pérdida de nitratos, mientras que para una temperatura más alta, dicha humedad sí sería suficiente para dar lugar a tales condiciones.

☞ En las muestras humectadas al 160% c.c. e incubadas a 15, 20 y 25 °C, como se puede observar en la tabla 5.76, también se caracterizan por la disminución del contenido neto de nitratos en el suelo, aunque ésta se produce mucho más lentamente que en los ensayos realizados a 30 y 35 °C. Pero esta pérdida de nitratos aumenta con el tiempo y con la temperatura, ya que cuanto mayor es la temperatura los valores son cada vez más negativos; así, para el tiempo de incubación de 42 días los valores obtenidos son: a 15 °C, $-12,22 \text{ mg kg}^{-1}$; a 20 °C, $-13,14 \text{ mg kg}^{-1}$ y a 25 °C, $-13,70 \text{ mg kg}^{-1}$. Teniendo en cuenta la hipótesis anteriormente expuesta, cabría presuponer que sería necesario más tiempo que a temperaturas más altas para alcanzar las condiciones bajo las cuales se produce la pérdida de nitratos, es decir, que con más tiempo se podría alcanzar el valor máximo de pérdida o disminución llegando a estabilizarse dicha pérdida de nitratos o tal vez podría remitir esta tendencia. El hecho claro es, que el mayor contenido de humedad del suelo produjo un aumento de la pérdida de nitratos con las temperaturas ensayadas.

☞ En la incubación realizada a 10 °C se puede observar que los valores negativos de Nmin-NO_3^- cada vez son menores a medida que transcurre el tiempo de incubación, es decir, los procesos que determinan el menor contenido neto de nitratos en el suelo, son menos intensos (Tabla 5.76). En este caso, el mayor contenido en agua del suelo también favorece la pérdida de nitratos, sobre todo en los 10 primeros días, pero esta activación no se mantiene a lo largo del tiempo, sino que se ralentiza a partir de dicho momento. Por ello, cabe la duda de que, a partir del día 42, pueda llegar a invertirse el proceso, es decir, que se pase de predominar la disminución o pérdida de nitratos a predominar el aumento de tales formas en el suelo, como sucede a la humedad inferior (120% c.c.) a partir de los 10 días de incubación.

Cuando la temperatura ambiente es superior a 15 °C se puede observar (Tabla 5.76) que el efecto de la humedad en el suelo Cultivo-patata es activar la pérdida de nitratos que podría tener también un valor máximo. Cuando la temperatura es inferior a 15 °C, si bien inicialmente también se activa la pérdida de nitratos, con el tiempo dicha pérdida se ralentiza.

5.11. Modelos matemáticos para describir la influencia de la humedad sobre la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos (condiciones aeróbicas)

5.11.1. Introducción

Con el objetivo de estudiar el comportamiento de las variaciones de las formas de nitrógeno inorgánico en relación al contenido de humedad del suelo se realizaron, utilizando, como se indicó anteriormente, el programa informático *Statística*, ajustes para las siguientes funciones polinómicas de interpolación:

- 1) *Función polinómica de grado uno o función afín* (recta):

$$N_{min} = a + bH$$

- 2) *Una composición de dos funciones*: función afín y función logarítmica (recta):

$$N_{min} = a + b \log H$$

- 3) *Dos funciones polinómicas de grado dos o funciones cuadráticas* (parábolas):

$$N_{min} = a + bH^2$$

$$N_{min} = a + bH + cH^2$$

En todas ellas N , variable dependiente, es la variación de la cantidad en el suelo, expresada en mg kg^{-1} de suelo, de cualquiera de las formas de nitrógeno estudiada (N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg) a un tiempo de incubación concreto (tiempos control a 3, 10, 24 y 42 días) y una temperatura de incubación determinada (10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C). H es la variable independiente que toma todos los valores de las humedades de ensayo representadas como porcentajes, calculados en relación a la humedad de capacidad de campo (100% c.c.).

5.11.2. Función polinómica de grado uno: $N_{min} = a + bH$

5.11.2.1. Suelo Robledal

N-NH_4^+

El 75% de los valores obtenidos para el coeficiente de correlación r tienen un nivel de significación estadística mínimo de $p \leq 0,1$; tales valores varían en la horquilla de 0,73 a 0,99 aproximándose, en algunos casos, llega al valor de 1, por lo que el nivel de significación puede llegar a ser $p \leq 0,001$.

Debido a que se obtiene un mayor número de ajustes significativos de los datos, cuando las temperaturas son de 15 °C o cuando son iguales a 25 °C, se podría decir que

mediante esta función se pueden explicar mejor los resultados experimentales obtenidos a tales temperaturas. No obstante, los mejores ajustes se obtienen en los ensayos realizados a 15 °C después de 3 días de incubación, en ellos r es superior a 0,99 (Tabla 5.77).

Del análisis de los valores que toma el parámetro b se puede decir que, prácticamente todos son mayores que cero, de lo que se puede inferir la existencia de un efecto positivo de la humedad en la amonificación. Únicamente la muestra 253, tiene valor menor de cero lo que implica una desaparición del amonio a medida que se incrementa la humedad del suelo.

Los valores de b están comprendidos en la horquilla de -0,015 a 0,132; estos valores supondrían que, en el caso de que se realizasen las incubaciones a capacidad de campo (100% c.c.), las cantidades iniciales de formas amonio presentes en el suelo previamente a su incubación, o bien se reducirían como máximo a la mitad o bien aumentarían 5 veces (Tabla 5.80). La mayoría de los valores son inferiores a 0,1 y este valor sólo se supera cuando las temperaturas de incubación son altas, a partir de 30 °C.

Por otro lado, la variación de b con el tiempo de incubación no es uniforme, observándose diferentes comportamientos:

☞ En la mayoría de los ensayos realizados a la misma temperatura el valor de b aumenta con el tiempo de incubación. Así, por ejemplo, b para la muestra 153 es 0,016 y para 1542 es 0,097; para 3010 es 0,034 y para 3042 es 0,110; en estos casos la pendiente siempre es positiva.

☞ A la temperatura de 25 °C, inicialmente (3 días) la pendiente tiene valor negativo y pasados 10 días de incubación la pendiente es positiva.

☞ La evolución de los ensayos realizados a 35 °C es distinta que a las demás temperaturas. Como se puede observar en la tabla 5.77 hay tres cambios bruscos del valor de la pendiente: a los 3 días de incubación es de 0,027, a los 10 es 0,132 y a los 24 es 0,051; estos resultados parecen indicar la existencia de ciclos que deben de estar determinados por otros factores distintos, de naturaleza fisicoquímica y/o biológica que, hacen que en unos casos la formación de compuestos amoniacales en el suelo sea más dependiente del grado de humedad del mismo y que en otros casos, tal dependencia sea mínima.

En consecuencia, se podría decir que, en el suelo Robledal la acumulación de formas amoniacales durante la incubación, es bastante dependiente del nivel de humedad, sobre todo a temperaturas de 15 °C y a partir de 30 °C, y, en general, cuanto mayor es el tiempo de incubación. Ahora bien, los procesos relacionados con la acumulación de amonio, son también dependientes de otros factores a mayores de la humedad, como la temperatura y el tiempo de incubación.

N-NO₃⁻

Mediante esta relación se pueden explicar, con una significación de nivel superior a $p \leq 0,1$, los resultados obtenidos para el 59% de los ensayos realizados. Los mejores ajustes se obtienen en los ensayos correspondientes a la temperatura de 25 °C hasta el día 24 de incubación y, además, de forma aislada en las muestras 2024 ($p \leq 0,001$) y 1542 ($p \leq 0,01$) (Tabla 5.77).

Tabla 5.77.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻ y N-Ntinorg) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin-NH ₄ ⁺			Nmin-NO ₃ ⁻			Nmin-Ntinorg		
	r	a	b	r	a	b	r	a	b
1003	0,56	-0,34	0,007	0,95 ^b	-1,34	0,036	0,97 ^a	-1,33	0,036
1010	0,65	0,26	0,011	0,64	-0,48	0,004	0,86 ^d	-0,22	0,015
1024	0,91 ^c	0,11	0,036	0,89 ^c	-0,98	0,017	0,98 ^a	-0,86	0,053
1042	0,89 ^c	0,42	0,081	0,41	0,27	0,015	0,79 ^e	0,69	0,096
1503	0,80 ^e	-0,87	0,016	0,76 ^e	-0,92	0,017	0,96 ^b	-0,89	0,024
1510	1,00 ^a	-1,35	0,045	0,73 ^e	0,58	-0,006	1,00 ^a	-0,71	0,054
1524	1,00 ^a	-1,71	0,083	0,26	0,71	-0,004	0,97 ^a	-1,42	0,089
1542	0,99 ^a	-2,05	0,097	0,95 ^b	-0,47	0,028	1,00 ^a	-2,55	0,130
2003	0,43	0,62	0,003	0,17	-0,13	0,002	0,76 ^e	0,12	0,007
2010	0,91 ^c	0,42	0,019	0,61	-0,87	0,007	0,99 ^a	-0,71	0,027
2024	0,06	1,27	0,001	0,98 ^a	-0,90	0,055	0,98 ^a	-0,03	0,061
2042	0,61	6,98	-0,070	0,93 ^b	-6,87	0,173	0,97 ^a	-0,05	0,108
2503	1,00 ^a	1,13	-0,015	0,95 ^b	1,33	0,008	0,81 ^d	4,95	-0,053
2510	0,86 ^d	0,27	0,034	0,96 ^b	-1,39	0,037	0,92 ^b	-1,13	0,071
2524	0,82 ^d	-1,20	0,118	0,97 ^a	-0,92	0,027	0,88 ^c	-2,12	0,146
2542	0,81 ^d	0,12	0,167	0,66	-0,51	0,059	0,87 ^d	-0,39	0,225
3003	0,63	2,19	0,020	0,80 ^e	2,31	-0,022	0,28	4,53	0,006
3010	0,91 ^c	5,32	0,034	0,91 ^c	1,20	-0,019	0,93 ^b	5,77	0,035
3024	0,87 ^d	10,02	0,062	0,01	0,67	0,0003	0,59	12,25	0,046
3042	0,97 ^a	12,13	0,102	0,56	0,14	0,019	1,00 ^a	12,24	0,127
3503	0,86 ^d	3,29	0,027	0,06	0,17	-0,0005	0,96 ^b	2,75	0,034
3510	0,96 ^b	-0,20	0,132	0,90 ^c	0,79	-0,013	0,97 ^a	0,59	0,125
3524	0,89 ^c	13,30	0,051	0,82 ^d	2,12	-0,017	0,95 ^b	16,04	0,035
3542	0,73 ^e	17,83	0,110	0,36	1,19	-0,023	0,97 ^a	16,94	0,129

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Del análisis de los datos obtenidos para la pendiente **b**, considerando únicamente los ajustes de significación estadística superior a $p \leq 0,1$, se observa que el 38% de ellos son negativos, los cuales predominan en los ensayos realizados a 15, 30 y 35 °C, lo que implica una influencia negativa de la humedad edáfica sobre la formación de nitratos.

Los valores de b varían de -0,019 a 0,173. El primero de estos valores se obtiene a los 10 días a 30 °C y el segundo a los 42 días a 20 °C. Estos valores implican que, si el suelo se incubara en condiciones de capacidad de campo, las formas nitrato en el suelo, aumentarían como máximo unas 7 veces, en relación a la cantidad inicial de nitratos que tenía el suelo en el momento previo a la incubación (Tabla 5.80). Por otra parte, como se puede comprobar, estos valores de b son similares a los de las formas amoniacales anteriormente comentadas, aunque esto no significa que sigan el mismo comportamiento ya que dichos valores se corresponden con distintas temperaturas, es decir, que la influencia de la humedad sobre ambas formas de nitrógeno está en función de la temperatura.

Los ensayos realizados a 25 °C, que son los que tienen la mejor explicación estadística ($p \leq 0,01$), tienen valores de b mayores de cero, pero su valor máximo es 0,037. A esta temperatura de incubación se puede realizar el estudio de cómo varía b con el tiempo de incubación; así, se observa que la pendiente va aumentando hasta el día 10 de incubación, pasando de 0,008 a 0,037 y luego, a los 24 días, disminuye a 0,027, por lo que en incubaciones de poca duración la intensidad de la formación de nitratos aumentaría con el grado de humedad del suelo y para períodos más largos dicha intensidad disminuiría.

Con los resultados obtenidos se podría decir que, a medida que aumenta la humedad del suelo, la formación de nitratos, tiende a aumentar de forma lenta y variable con el tiempo de incubación.

N-Ntinorg

Mediante esta función se pueden explicar con significación $p \leq 0,1$, el 98% de los resultados concernientes a la variación de la cantidad de nitrógeno total inorgánico, variando en estos casos el coeficiente de correlación entre 0,76 y prácticamente la unidad. Los ajustes obtenidos para los ensayos realizados a 15 y 20 °C son los que tienen, en su conjunto, mayor significación ($p \leq 0,001$). Los realizados a 35 °C tienen significación $p \leq 0,01$ y en los de 10 y 25 °C el nivel de significación es de $p \leq 0,05$. En el caso de los ensayos realizados a 30 °C tienen ajustes muy dispares a los distintos tiempos de incubación, siendo muy buenos a 10 y 42 días (0,93, $p \leq 0,05$ y 0,99, $p \leq 0,001$, respectivamente) y no significativos a los demás tiempos de incubación.

En cuanto a los valores de b , son mayores que cero por lo que claramente se puede indicar que el aumento de la humedad favorece el incremento del nitrógeno mineralizado. El rango de valores para los ajustes estadísticamente significativos, va desde -0,053 a 0,225. Estos valores, en el caso de que el suelo se incubase a capacidad de campo, determinarían que, como máximo, las cantidades de nitrógeno mineralizadas representarían entre 1 y 4 veces el contenido de nitrógeno inorgánico inicial, esto es, en el momento previo a su incubación (Tabla 5.80). Cabe destacar que para cada temperatura el mayor valor de la pendiente se produce siempre al final del período de incubación, esto es, a los

42 días. Por tanto, la influencia de la humedad en los procesos que determinan la mineralización de los compuestos de nitrógeno se incrementa con el tiempo de incubación.

Teniendo en consideración los valores máximos de b obtenidos para las diferentes temperaturas de incubación: 0,096 para 10 °C (muestra 1042), 0,130 para 15 °C (muestra 1542), 0,108 para 20 °C (muestra 2042), 0,225 para 25 °C (muestra 2542), 0,127 para 30 °C y 35 °C (muestras 3042 y 3542), se constata que la influencia del contenido hídrico del suelo es mayor cuando la temperatura de incubación es de 25 °C y después de un período largo de incubación, y que no existen prácticamente diferencias entre los ensayos realizados a 15, 30, 35 y 20 °C. La menor influencia se registra a la temperatura de 10 °C.

Por tanto, mediante una relación lineal se pueden explicar para el suelo Robledal, la mayoría de los resultados experimentales obtenidos del nitrógeno total inorgánico y de las formas amoniacales en función de la humedad, pero en cuanto a las formas nitrato los ajustes con significación estadística son menos abundantes.

5.11.2.2. Suelo Prado

N-NH_4^+

Los ajustes con significación estadística superior a $p \leq 0,1$ únicamente representan el 38% de los totales, siendo el rango de valores del coeficiente de correlación que son significativos de 0,76 a 0,98. Tales ajustes tienen una distribución aleatoria en relación a las condiciones de incubación de los distintos ensayos realizados (Tabla 5.78).

La observación de los datos obtenidos lleva a los siguientes comentarios:

☞ A 30 °C se observa el mayor número de ensayos cuyos coeficientes de correlación (r) tienen significación estadística, pero ésta es muy variable de unos ensayos a otros, ya que es $p \leq 0,1$ en la muestra 3010 y $p \leq 0,05$ para la muestra 3042, por lo que en este caso a tiempos largos de incubación se obtiene un mayor nivel de significación.

☞ Para las incubaciones realizadas a 15 °C se obtienen ajustes sin significación estadística.

☞ Para el resto de las temperaturas de incubación, se obtienen pocos ajustes con r significativos. Éstos ocurren, a distintos y particulares tiempos de incubación para cada temperatura, por ejemplo para las muestras 103 y 3510, no pudiendo establecer ninguna relación entre ellos.

Para los ensayos estadísticamente significativos, b oscila entre -0,038 y 0,068 y, por tanto, la influencia de la humedad sobre la acumulación de las formas amoniacales es siempre muy pequeña. De todas formas, y dado que el contenido de amonio del suelo en el momento previo a la incubación, es muy escaso (Tabla 5.80), en condiciones de capacidad

de campo (100% c.c.) las cantidades de formas amonio podrían disminuir unas 12 veces o aumentar unas 22 veces por unidad de tiempo en relación a las inicialmente presentes.

En la mayoría de los casos en los que el ajuste es significativo b es menor que cero y a es muy bajo, por lo que en los ensayos a medida que aumente el grado de humedad del suelo, disminuiría la cantidad de formas amonio.

En el caso particular de las incubaciones realizadas a 30 °C, en las que el 75% de los valores de r tienen significación estadística, se observa que a medida que aumenta el tiempo de incubación b es más negativo, lo que indica que cuanto mayores sean el grado de humectación y el tiempo de incubación más intensa será la desaparición de las formas amoniacaes.

Como resumen de lo anteriormente expuesto se podría decir que, la cantidad de formas amoniacaes formadas durante la mineralización en el suelo Prado se explica mal mediante una relación lineal con la humedad. En aquellos casos en los que es factible esta relación se observa que la influencia del grado de humedad es muy pequeña y que en la mayoría de ellos un incremento en la humedad favorecería una ligera disminución de forma paulatina a lo largo del tiempo de las formas amonio del suelo.

N-NO₃⁻

Los ajustes que tienen significación estadística superior a $p \leq 0,1$ son más escasos que en el estudio de las formas amoniacaes, ya que son tan sólo el 21% de los ensayos. En este caso el valor de r varía de 0,94 a 0,99.

Para la mayoría de los casos reseñados b es positivo, siendo el rango de oscilación de -0,190 a 0,137, por lo que la disminución o aumento de los nitratos en el suelo bajo condiciones de capacidad de campo serían como máximo, de igual entidad a las cantidades iniciales de nitratos que tuviese el suelo en los momentos previos a su incubación (Tabla 5.80).

Al igual que lo que sucedía para el amonio y como ha sido indicado anteriormente, merecen un comentario particular los ensayos realizados a 30 °C. En ellos se observa que a los 10 días de incubación b es positivo (0,036), pero a los 24 días es negativo (-0,190), por lo que el tiempo de incubación condiciona el que la humedad del suelo facilite la acumulación o la disminución de las formas nitrato, al menos en estos dos únicos momentos de la incubación en los que el ajuste a la función lineal es significativo.

De todas maneras, y dado el escaso número de ensayos con correlaciones significativas, la variación de la cantidad de las formas nitrato en el suelo Prado, no se puede explicar como una función lineal de la humedad.

Tabla 5.78.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	$N_{min}-NH_4^+$			$N_{min}-NO_3^-$			$N_{min}-N_{tinorg}$		
	r	a	b	r	a	b	r	a	b
1003	0,95 ^b	0,87	-0,007	0,21	-3,63	0,005	0,99 ^a	-1,61	0,008
1010	0,25	0,09	0,001	0,35	-2,60	-0,002	0,84 ^d	1,10	-0,018
1024	0,03	-0,14	-0,0001	0,99 ^a	-4,03	0,032	1,00 ^a	-3,48	0,069
1042	0,62	0,002	-0,001	0,70	-0,73	0,030	0,92 ^b	2,24	0,018
1503	0,44	-0,41	-0,0005	0,50	-1,14	0,024	1,00 ^a	6,66	-0,102
1510	0,38	-0,29	-0,001	0,59	5,07	-0,082	0,95 ^b	4,85	-0,069
1524	0,00	0,35	1,89	-0,021	0,63	-3,29	0,047
1542	0,10	-0,48	0,0002	0,42	5,02	-0,033	0,57	0,23	0,020
2003	0,97 ^a	-0,24	0,005	0,69	-1,88	0,031	0,90 ^c	4,08	-0,050
2010	0,69	0,19	-0,002	0,72	-2,17	0,063	0,91 ^c	1,56	-0,013
2024	0,19	0,16	0,0003	0,51	0,68	0,028	0,62	-1,39	0,045
2042	0,98 ^a	0,67	-0,004	0,95 ^b	1,75	0,137	0,56	4,15	0,007
253	0,78 ^e	0,03	0,004	0,68	-3,25	0,019	0,84 ^d	-1,51	0,015
2510	0,18	0,25	0,002	0,72	-0,08	0,015	0,15	1,94	0,004
2524	0,83 ^d	-0,12	-0,001	0,96 ^a	-1,22	0,089	0,50	3,11	0,022
2542	0,70	2,00	-0,020	0,02	12,70	-0,0004	0,54	5,62	0,026
3003	0,67	-0,52	0,002	0,31	1,50	0,022	0,99 ^a	6,44	-0,086
3010	0,76 ^e	-0,24	-0,002	0,96 ^b	3,72	0,036	0,39	1,99	-0,016
3024	0,83 ^d	1,24	-0,021	0,94 ^b	25,14	-0,190	0,91 ^c	1,93	0,044
3042	0,86 ^d	2,82	-0,038	0,60	24,48	-0,090	0,37	1,28	0,087
3503	0,65	2,72	0,009	0,70	-22,82	0,209	0,96 ^b	7,20	-0,072
3510	0,83 ^d	5,38	0,068	0,27	-13,52	0,071	0,52	3,72	-0,013
3524	0,37	18,04	0,018	0,36	-15,41	0,115	0,42	3,86	0,048
3542	0,46	33,46	-0,148	0,58	-16,29	0,239	0,22	18,90	-0,047

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

N- N_{tinorg}

El porcentaje de los ajustes obtenidos cuya significación estadística es superior a $p \leq 0,1$ (42%), es mayor que para las formas de nitrógeno anteriormente estudiadas, esto es $N-NH_4^+$ y $N-NO_3^-$, estando comprendido el valor de r entre 0,78 y 0,99. La mayoría de estos coeficientes de correlación corresponden a los ensayos realizados a 10 °C, (en los que el 75% tienen una $p \leq 0,001$ y el 25% una $p \leq 0,01$) y a 30 °C (en los que el 75% tienen $p \leq 0,01$ y el 25% $p \leq 0,1$). También hay ajustes significativos para los datos experimentales de las muestras 2024, 2042, 253 y 2524, pero no los hay para las muestras incubadas a 15 y 35 °C.

El parámetro b , para los ensayos cuya correlación es significativa, toma valores entre -0,203 y 0,138, por lo que el incremento de humedad del suelo puede provocar tanto una disminución como un aumento del nitrógeno inorgánico producido durante la incubación. No obstante, a pesar de los valores relativamente altos que puede tomar b , hay que tener en cuenta que si el suelo se encontrase al 100% c.c. de humedad, las cantidades máximas inmovilizadas o mineralizadas representarían solamente cantidades de nitrógeno similares a las que tiene inicialmente el suelo antes de su incubación (Tabla 5.80).

La pendiente es positiva, para todos los tiempos de incubación cuando las temperaturas son inferiores a 30 °C, y para estos casos el valor de b suele aumentar con el tiempo de incubación. Para el caso particular de los ensayos realizados a 30 °C, b es positivo en las incubaciones de 10 días (0,04), pero en las de 24 y 42 días es negativo (-0,20 y -0,10, respectivamente). Estos datos indican que:

☞ A temperaturas inferiores a 30 °C los procesos determinantes de las formas de nitrógeno inorgánico son en algunos casos sensibles al grado de humedad del suelo, aumentando ligeramente la cantidad de nitrógeno inorgánico en el suelo con el tiempo de incubación.

☞ Para los ensayos realizados a 30 °C el comportamiento es similar a los casos estudiados anteriormente, es decir que, al igual que ocurría en las formas nitrato, a los 10 días de incubación la variación de la cantidad de nitrógeno total inorgánico depende del nivel de humedad del suelo aumentando ligeramente cuanto mayor es dicha humedad; pero, a tiempos superiores (24 y 42 días) el N_{inorg} disminuye tanto más cuanto mayor es el grado de humedad del suelo, sobre todo a los 24 días de incubación.

Aunque el porcentaje de casos que se pueden explicar mediante esta relación lineal de la variación de las cantidades totales de nitrógeno inorgánico con el contenido de humedad del suelo es ligeramente superior a lo que ocurría con las otras dos formas, en sí sigue siendo un porcentaje bajo. Para los pocos casos que se pueden explicar mediante este tipo de ecuación se podría concluir que a temperaturas inferiores a 30 °C la humedad tiene un efecto positivo a lo largo del tiempo sobre el aumento del nitrógeno inorgánico en el suelo, mientras que a la temperatura de 30 °C dicho efecto se vuelve negativo por la duración de la incubación.

Por todo lo expuesto, se comprueba que la función lineal no aporta una buena explicación de los datos experimentales relacionados con la dinámica de los compuestos inorgánicos del nitrógeno en el suelo Prado.

5.11.2.3. Suelo Cultivo-patata

$N\text{-NH}_4^+$

El 42% de los ensayos tienen un coeficiente de correlación con significación estadística igual o superior a $p \leq 0,1$, pero la distribución de tales coeficientes es dispersa

(Tabla 5.79). No obstante para los ensayos realizados a 25 °C los ajustes son significativos ($p \leq 0,05$ y $p \leq 0,01$) para todos los tiempos de incubación.

Los valores del parámetro b , en los casos en que el valor de r es estadísticamente significativo, se hallan entre -0,092 (muestra 3542) y 0,004 (muestra 153). Según estos valores de la pendiente, las variaciones que se pueden esperar en relación a las cantidades iniciales de las formas amonio en el suelo de cultivo, esto es en el momento previo a su incubación, son una disminución de unas 37 veces o bien un aumento de dos veces, si el suelo es incubado a capacidad de campo (Tabla 5.80), de lo que se deduce que la presencia y variación de otros factores ambientales distintos a la humedad del suelo, como la temperatura, junto con el tiempo de incubación podrían producir una gran modificación del contenido de amonio en el medio edáfico.

En la tabla de datos se observa que b es menor que cero para las temperaturas de 10, 30 y 35 °C, mientras que para 15 y 25 °C, con excepción de la muestra 253, es mayor que cero. Además en los ensayos realizados a 25 °C, los valores de b son muy próximos a cero y muy similares entre sí.

Por tanto, la ecuación utilizada para conocer la influencia de la humedad en la variación de las formas amoniacaes no parece apropiada para este suelo. Sería tan sólo aplicable para los ensayos realizados a 25 °C, para los que la influencia de la humedad varía ligeramente a lo largo del tiempo de incubación, ya que inicialmente disminuiría la cantidad de formas amoniacaes con el aumento de la humectación del suelo y posteriormente aumentaría.

N-NO₃⁻

Para esta forma de nitrógeno el 63% de los ensayos realizados tienen ajustes con significación superior a $p \leq 0,1$, en los que r varía entre 0,85 (para la muestra 2542) y la unidad, por lo que el nivel de significación llega a ser $p \leq 0,001$ (Tabla 5.79). Al igual que para las formas amoniacaes, los valores de r varían a las diferentes temperaturas y tiempos de incubación. Así, los datos obtenidos para tiempos de incubación cortos ($t \leq 10$ días), con la excepción de las incubaciones realizadas a 20 °C, tienen buena significación (p varía entre $\leq 0,01$ y $\leq 0,001$), destacando de entre todos, por sus elevados valores de r , los ensayos realizados a 10 y 15 °C que en la mayoría de los ensayos tienen un valor de 0,99.

Los valores de b están comprendidos en el rango de -0,106 a 0,238, por lo que a capacidad de campo las cantidades de nitrato podrían disminuir 0,6 veces o aumentar una vez por unidad de tiempo, en relación a la cantidad de nitratos que contiene el suelo en el momento previo a su incubación (Tabla 5.80). En un análisis más detallado se observa que:

☞ En los ensayos realizados a 15 y 35 °C para tiempos de incubación ≤ 10 días, b es menor que cero. En el caso de los ensayos realizados a 15 °C se pueden diferenciar dos ciclos: el primero hasta el día 10 en el que, como se ha dicho, las pendientes son negativas (sobre todo a los 3 días de incubación, ya que a los 10 días la pendiente negativa se hace

más suave) y el segundo, del día 24 al 42, en el que las pendientes son positivas, siendo algo más suave la del día 42.

☞ En los ensayos a 10 °C para 3 días *b* es positivo (0,020), pero para 10 días es negativo (-0,049). De igual manera, es negativo (-0,098) para las muestras 303.

☞ Para los ensayos realizados a 25 °C la pendiente es positiva para todos los tiempos de incubación.

Tabla 5.79.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a+bH$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin-NH ₄ ⁺			Nmin-NO ₃ ⁻			Nmin-Ntinorg		
	r	a	b	r	a	b	r	a	b
1003	0,82 ^e	0,15	-0,004	0,99 ^a	-3,50	0,020	0,99 ^a	-1,61	0,008
1010	0,27	-0,31	0,0004	0,99 ^a	3,98	-0,049	0,84 ^e	1,10	-0,018
1024	0,78	-0,11	-0,001	0,99 ^a	-5,15	0,080	1,00 ^a	-3,48	0,069
1042	1,00 ^a	-0,12	-0,002	0,36	4,05	0,001	0,92	2,24	0,018
1503	0,96 ^b	-0,07	0,004	1,00 ^a	6,25	-0,106	1,00 ^a	6,66	-0,102
1510	0,66	-0,10	0,002	0,99 ^a	3,96	-0,064	0,95 ^c	4,85	-0,069
1524	0,87 ^e	-0,11	0,003	0,80	-2,83	0,033	0,63	-3,29	0,047
1542	0,19	0,28	-0,002	0,97 ^b	-1,13	0,025	0,57	0,23	0,020
2003	0,80	0,25	-0,005	0,71	3,33	-0,041	0,90 ^d	4,08	-0,050
2010	0,45	-0,11	-0,001	0,38	-1,98	0,024	0,91 ^d	1,56	-0,013
2024	0,00	---	---	0,09	-5,19	0,002	0,62	-1,39	0,045
2042	0,48	0,04	-0,002	1,00 ^a	-18,30	0,238	0,56	4,15	0,007
2503	1,00 ^a	-0,12	-0,002	0,99 ^a	-7,26	0,077	0,84 ^e	-1,51	0,015
2510	0,90 ^d	-0,52	0,003	0,95 ^c	-0,88	0,031	0,15	1,94	0,004
2524	0,87 ^e	-0,43	0,003	0,39	2,85	0,026	0,50	3,11	0,022
2542	1,00 ^a	-0,52	0,003	0,85 ^e	4,41	0,039	0,54	5,62	0,026
3003	0,77	0,70	-0,005	1,00 ^a	6,38	-0,098	0,99 ^a	6,44	-0,086
3010	0,89 ^d	1,42	-0,013	0,34	1,15	-0,017	0,39	1,99	-0,016
3024	0,01	0,10	-0,0001	0,98 ^b	-0,42	0,060	0,91 ^d	1,93	0,044
3042	0,05	0,24	-0,0001	0,31	1,20	0,071	0,37	1,28	0,087
3503	0,53	0,71	0,002	0,99 ^a	7,60	-0,090	0,96 ^b	7,20	-0,072
3510	0,17	1,79	0,007	0,97 ^b	1,25	-0,041	0,52	3,72	-0,013
3524	0,66	6,24	-0,025	0,78	-10,09	0,119	0,42	3,86	0,048
3542	0,82 ^e	14,41	-0,092	0,23	-0,91	0,030	0,22	18,90	-0,047

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Ante los anteriores resultados se podría decir que, con excepción de la temperatura de 25 °C, cuando los tiempos de incubación son cortos, el contenido de formas nitrato en el

suelo de Cultivo-patata puede disminuir a medida que crece la humectación y el tiempo de incubación.

N-Ntinorg

Los valores de **r** con significación estadística superior a $p \leq 0,1$ están comprendidos entre 0,84 (muestras 1010 y 253) y la unidad (muestras 1024 y 153). La distribución de los mismos en relación a las temperaturas y tiempos de incubación, como sería de esperar por lo observado hasta ahora, es bastante aleatoria (Tabla 5.79).

Del análisis de los resultados se puede concluir que, mediante esta relación se pueden explicar con significación estadística los datos experimentales correspondientes al 50% de los ensayos realizados. Así, se explican los datos obtenidos para todas las temperaturas a los 3 días de incubación, los correspondientes a 10 días para los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C, los de todos los tiempos control de las incubaciones realizadas a 10 °C y los correspondientes a los 24 días para el ensayo a 30 °C.

Los valores de **b**, para los ensayos estadísticamente significativos, varían entre -0,102 a 0,069, por lo que la inmovilización previsible en el suelo incubado a capacidad de campo sería del 50%, así como, la mineralización sería de menos del 50% de la cantidad de nitrógeno total inorgánico que tiene el suelo en los momentos previos a su incubación (Tabla 5.80). De forma más concreta se puede observar que:

☞ A 3 días **b** es negativo para los ensayos realizados a 35, 30, 20 y 15 °C y positivo para los realizados a 25 y 10 °C.

☞ En el caso de los ensayos realizados a 10 °C, a los 10 días de incubación **b** se hace negativo, pero vuelve a ser positivo a partir de los 10 días de incubación hasta el final de la misma (día 42).

☞ A los 10 días, **b** sigue siendo negativo para los ensayos realizados a 15 y 20 °C.

☞ El resto de los casos no se pueden analizar porque sus correlaciones no tienen significación estadística, excepto el ensayo realizado a 30 °C a los 24 días, para el que **b** es positivo.

Por tanto, este tipo de relación permite explicar los resultados obtenidos en los ensayos realizados a 10 °C, los realizados a 15 y 20 °C para tiempos de incubación cortos (10 días) y algún ensayo concreto realizado a las restantes temperaturas de incubación. En el caso de la experimentación realizada a 10 °C se podría decir que la variación de la cantidad de nitrógeno inorgánico en el suelo, depende de manera lineal del grado de humedad, variando su efecto a lo largo del tiempo de incubación, ya que inicialmente (3 días) es positiva, es decir, que aumenta la cantidad de nitrógeno inorgánico a medida que aumenta la humectación del suelo, aunque de forma muy lenta; a los 10 días dicha cantidad disminuye y lo hace de forma más rápida que el incremento en el período anterior, para

aumentar a continuación, de forma más intensa a los 24 días y con menor intensidad a los 42.

En síntesis se podría decir que la relación lineal entre las formas de nitrógeno y el grado de humedad del suelo, no constituye un buen modelo para explicar los datos experimentales obtenidos para el suelo Cultivo-patata. Sin embargo, para el caso particular de las formas nitrato se obtiene un buen porcentaje de ajustes con significación estadística superior a $p \leq 0,01$. En general, para este suelo, la relación lineal se podría aplicar para tiempos de incubación cortos y temperaturas no superiores a 25 °C.

Tabla 5.80.- Cantidades de las diferentes formas inorgánicas de nitrógeno (N-Ntinorg, N-NH₄⁺ y N-NO₃⁻) determinadas en los momentos previos a las incubaciones en los tres suelos de ensayo.

Formas (mg kg ⁻¹)	Suelo Robledal	Suelo Prado	Suelo Cultivo-patata
N-Ntinorg	6,07	18,57	18,54
N-NH ₄ ⁺	3,44	0,31	0,25
N-NO ₃ ⁻	2,59	18,05	17,34

5.11.2.4. Comparación entre los tres suelos

Un resumen de los resultados obtenidos para los tres suelos de estudio, se muestra en la tabla 5.81 en la que se reflejan los porcentajes de los ajustes con significación superior a $p \leq 0,1$, los valores extremos de las pendientes y el comportamiento de b_{mediat} a lo largo del tiempo de incubación, siendo b_{mediat} la media de las pendientes correspondientes a las correlaciones significativas, obtenidas para todas las temperaturas de incubación y a un mismo tiempo de incubación.

Como se puede observar en la tabla 5.81 los datos experimentales obtenidos para las distintas formas de nitrógeno inorgánico en los tres suelos estudiados tienen distintos porcentajes de explicación mediante la ecuación $N = a + bH$. Esta ecuación se podría utilizar, fundamentalmente, para explicar los resultados concernientes al nitrógeno inorgánico total del suelo Robledal (98% de los datos), aunque explica muy mal los resultados relativos a las formas nitrato del suelo Prado (21%). De forma general se podría decir que el mayor porcentaje de ajustes significativos se dan en el suelo Robledal y el menor en Prado.

Por otra parte, teniendo en cuenta los parámetros de dicha tabla 5.81 se puede concluir que el aumento de la humedad provocaría:

- El mayor aumento de las formas amoniacales en el suelo Robledal y el menor en Cultivo-patata; además, produciría la mayor disminución de dichas formas en Cultivo-patata y la menor en Robledal.
- El mayor aumento de los nitratos en Cultivo-patata y el menor aumento en Prado. Asimismo, la mayor disminución de estos compuestos tendría lugar en Prado y la menor en Robledal.
- El mayor incremento de las cantidades de nitrógeno inorgánico total en Robledal y el menor en Cultivo-patata, mientras que la mayor desaparición de estos compuestos ocurriría en Prado y la menor en Robledal.

Tabla 5.81.- Cuadro-resumen de los parámetros obtenidos en los ajustes de los datos experimentales de las formas de nitrógeno N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg a la ecuación $\text{Nmin} = a+bH$ para los tres suelos.

<i>Suelo Robledal</i>	<i>Suelo Prado</i>	<i>Suelo Cultivo-patata</i>
N-NH_4^+		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 76% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,015 ▪ 0,166 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo.	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 38% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,038 ▪ 0,068 b_{mediat} : aumenta a $t \leq 10$ días disminuye a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 42% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,092 ▪ 0,004 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ aumenta a $t = 24$ disminuye a $t = 42$ días.
N-NO_3^-		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 59% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,022 ▪ 0,173 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ días aumenta a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 21 % valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,190 ▪ 0,137 b_{mediat} : casos aleatorios	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 63% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,106 ▪ 0,238 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo
N-Ntinorg		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 98% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,053 ▪ 0,225 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo	% de ajustes $p \leq 0,1$: 42% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,203 ▪ 0,138 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 24$ días aumenta a $t > 24$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 50% valores extremos de b : <ul style="list-style-type: none"> ▪ -0,101 ▪ 0,069 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo

5.11.3. Función Compuesta: $N_{min} = a + b \log H$

Dado que el uso de una expresión logarítmica como ésta no permite comparar de manera directa la influencia de un cambio de humedad del suelo sobre la mineralización, el parámetro b no es suficiente para estimar de forma intuitiva cómo una modificación de la humedad del suelo afectaría a las cantidades de nitrógeno mineralizadas ya que, por ejemplo, la modificación producida cuando cambia la humedad del suelo del 30% al 40% c.c. sería diferente a la que se produciría al pasar del 90% al 100% c.c. Por ello, es conveniente tener en cuenta cómo es la variación de b en relación al contenido de humedad del suelo, es decir, la *sensibilidad* (S) que, en el caso de esta función, es igual a b/H lo que implica que para un mismo valor de b , S será tanto mayor cuanto menor sea el contenido de humedad del suelo.

En consecuencia, para un mismo valor de b , S disminuye con el aumento de la humedad del suelo, así entre una humedad del 39% c.c. y la del 100% c.c. hay una diferencia de sensibilidad del orden de 2,6 veces, lo que supondría que la influencia del cambio de una unidad del porcentaje de humedad del suelo en las cantidades mineralizadas de nitrógeno, sería 2,6 veces superior en el suelo con un nivel de humedad del 39% c.c. que en el suelo al 100% c.c.

5.11.3.1. Suelo Robledal

$N-NH_4^+$

Del total de los ajustes obtenidos para esta función el 79% tienen significación estadística con un nivel igual o superior a $p \leq 0,1$. La horquilla de valores de r está comprendida entre 0,75 y 0,99.

Los peores ajustes para las formas amoniacales se obtienen para los ensayos realizados a 20 °C, ya que en este caso sólo pueden ser explicados los que corresponden a la muestra 2010 (el 25%). Para los ensayos realizados a 10 y 30 °C se obtienen ajustes significativos para el 75% de los casos, mientras que este porcentaje llega al 100% para los de las temperaturas de 15, 25 y 35 °C (Tabla 5.82).

Los valores de r son mayores a medida que aumenta el tiempo de incubación a las temperaturas de 10 y 15 °C (Tabla 5.82). Sin embargo, a 25 °C disminuyen con el tiempo de incubación, a la temperatura de 30 °C no hay una tendencia clara y a la de 35 °C parece que hay dos tendencias: a) aumenta hasta el día 10 y b) disminuye para tiempos de incubación superiores a 10 días (24 y 42 días).

Para los ajustes estadísticamente significativos los valores de b varían en el rango de -0,93 (para la muestra 253) y 10,43 (para la muestra 2542). Por lo que, para las muestras del suelo Robledal con un grado de humedad del 39% c.c., incubadas a 25 °C durante 3 días (muestra 253), la máxima sensibilidad para la disminución de formas amoniacales es de 0,027 por cada modificación de la humedad en una unidad (equivalente al 1% c.c.) y

para las muestras incubadas a 25 °C durante 42 días, la máxima sensibilidad para el aumento de formas amoniacales es de 0,302 por cada modificación de la humedad equivalente al 1% c.c.

En las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a 35 °C, con la excepción de 20 °C, los valores de b aumentan con el tiempo de incubación, de lo que se deduce que la influencia de la humedad sobre la acumulación de formas amoniacales se incrementa con el tiempo. Así, tomando como ejemplo las incubaciones realizadas a 15 °C (porque tanto r como b se incrementan al aumentar el tiempo de incubación y el porcentaje de ajustes significativos es del 100%), se comprueba que a los 42 días de incubación, la influencia de la humedad es 5 veces superior que a los 3 días de incubación ($b = 6,18$ a los 42 días y $b = 1,12$ a los 3 días). En este caso, al comparar las sensibilidades correspondientes a los 42 y 3 días de incubación, es decir, S^{39}_{1542} (sensibilidad de las muestras 1542 cuando están al 39% c.c.) con la S^{100}_{153} (sensibilidad de las muestras 153 cuando están al 100% c.c.) se pone de manifiesto que es del orden de 13 veces superior a los 42 días que a los tres días.

En el caso de la temperatura de 35 °C, b aumenta hasta los 10 días, tiempo en el que el valor de b es máximo para esta temperatura, disminuye a los 24 días y vuelve a aumentar a los 42 días. Por tanto, la influencia de la humedad sobre las formas amoniacales es discontinua a lo largo de la incubación, pudiendo diferenciarse tres ciclos, de tal forma que cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) las formas amoniacales aumentan, en el siguiente período (de 10 a 24 días) disminuyen y de los 24 a los 42 días vuelven a aumentar.

Por consiguiente, en el suelo de Robledal esta función logarítmica permite explicar un alto porcentaje de los resultados experimentales obtenidos e informa de la variación de la intensidad de los procesos amonificantes en relación al grado de humedad del suelo y del tiempo de incubación.

N-NO₃⁻

El porcentaje de los ajustes con significación igual o superior a $p \leq 0,1$ es del 54%, para los que el rango de valores de r oscila entre 0,74 y 0,99. El 75% de los ajustes para las muestras incubadas a 25 °C presentan significación superior a $p \leq 0,01$, mientras que para el resto de las temperaturas este porcentaje es únicamente del 50%.

No hay una tendencia clara en la variación de la significación de los ajustes con el tiempo de incubación, aunque en el caso de 25 °C se puede observar que, para los ensayos con ajustes significativos desde el día 3 hasta el día 24, aumenta con dicho tiempo (Tabla 5.82).

Los valores extremos que puede tomar b , teniendo en cuenta los ensayos cuyas correlaciones tienen significación estadística, son 10,410 en las muestras 2042 y -1,520 en la muestra 303. Por tanto la máxima sensibilidad para la formación de nitratos es de 0,302

por cada modificación de la humedad equivalente al 1% c.c., en las muestras incubadas a 20 °C, 42 días y con un grado de humedad del 39% c.c. La máxima *sensibilidad* para la inmovilización de nitratos es de 0,043 por cada modificación de la humedad equivalente al 1% c.c., en las muestras incubadas a 30 °C, 3 días y al 39% c.c.

El comportamiento de la *sensibilidad* a lo largo del tiempo de incubación solo se puede observar en los ensayos de 25 °C y sólo hasta el día 24 de incubación; en este caso, *b* aumenta hasta el día 10 y disminuye el día 24 y, por tanto, se podrían considerar dos tipos de comportamiento: en el primero la intensidad del efecto positivo de la humedad sobre la formación de nitratos en el suelo es mayor que en el segundo, por lo que con el tiempo disminuiría la velocidad de formación de dichos nitratos.

Tabla 5.82.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + b \log H$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin- NH_4^+			Nmin- NO_3^-			Nmin- N_{tinorg}		
	r	a	b	r	a	b	r	a	b
1003	0,65	-2,10	0,539	0,89 ^c	-7,88	2,159	0,98 ^a	-8,57	2,337
1010	0,75 ^e	-2,38	0,816	0,54	-1,11	0,219	0,92 ^b	-3,51	1,039
1024	0,95 ^b	-7,50	2,418	0,82 ^d	-3,96	0,994	0,99 ^a	-11,43	3,404
1042	0,95 ^b	-16,93	5,491	0,53	-4,03	1,279	0,87 ^d	-20,96	6,770
1503	0,86 ^d	-4,43	1,123	0,68	-3,87	0,997	0,97 ^a	-5,73	1,564
1510	0,99 ^a	-10,19	2,864	0,74 ^e	1,78	-0,386	0,99 ^a	-11,34	3,442
1524	0,98 ^a	-17,93	5,268	0,16	1,09	-0,159	0,97 ^a	-19,11	5,711
1542	0,99 ^a	-21,13	6,175	0,96 ^b	-6,20	1,844	1,00 ^a	-28,09	8,258
203	0,54	-0,18	0,240	0,18	-0,49	0,114	0,84 ^d	-1,39	0,472
2010	0,95 ^b	-3,60	1,280	0,55	-2,00	0,378	1,00 ^a	-6,17	1,758
2024	0,19	0,34	0,244	0,95 ^b	-11,30	3,403	0,99 ^a	-12,18	3,922
2042	0,50	17,53	-3,690	0,88 ^c	-38,36	10,411	0,99 ^a	-22,05	7,051
2503	0,98 ^a	3,99	-0,930	0,90 ^c	-0,15	0,488	0,72	13,97	-3,036
2510	0,83 ^d	-6,16	2,107	0,95 ^b	-8,53	2,322	0,90 ^c	-14,69	4,425
2524	0,80 ^e	-23,77	7,361	0,99 ^a	-6,52	1,794	0,87 ^d	-30,30	9,158
2542	0,79 ^e	-31,92	10,435	0,56	-9,53	3,132	0,82 ^d	-41,45	13,567
3003	0,67	-2,11	1,365	0,85 ^d	7,12	-1,521	0,36	2,89	0,487
3010	0,91 ^c	-1,39	2,168	0,96 ^b	5,26	-1,288	0,89 ^c	-0,73	2,134
3024	0,85 ^d	-1,83	3,865	0,15	1,87	-0,291	0,52	4,61	2,592
3042	0,98 ^a	-8,37	6,601	0,49	-2,89	1,033	1,00 ^a	-12,87	8,116
3503	0,90 ^c	-2,40	1,808	0,11	0,35	-0,051	0,97 ^a	-3,94	2,156
3510	0,99 ^a	-27,41	8,696	0,95 ^b	3,54	-0,870	0,99 ^a	-25,00	8,191
3524	0,82 ^d	4,33	2,993	0,84 ^d	5,59	-1,107	0,93 ^b	9,39	2,166
3542	0,81 ^d	-6,93	7,739	0,46	7,49	-1,890	0,98 ^a	-8,79	8,298

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

En consecuencia mediante esta relación, se pueden explicar algo más de la mitad de los casos experimentales, de cuyo estudio se observa que, de forma general, el grado de sensibilidad para la formación de nitratos es mayor que el de su disminución.

N-N_{tinorg}

Para el conjunto de las formas de nitrógeno inorgánico el porcentaje de ajustes con significación $p \leq 0,1$ es del 88%, siendo el rango de variación de r desde 0,82 (muestra 2542) y 1 (muestras 2010, 1542 y 3042), y el nivel de significación estadística varía desde $p \leq 0,1$ hasta $p \leq 0,001$.

El 50% de los ajustes para las incubaciones realizadas a 30 °C tienen significación superior a $p \leq 0,1$, en las de 25 °C son el 75% y para el resto de las temperaturas ensayadas son del 100%.

Para los ensayos con ajustes estadísticamente significativos ($p \leq 0,1$), los valores extremos de b son 0,472 (muestra 203) y 13,560 (muestra 2542), por lo que b es 29 veces superior en las muestras incubadas durante 42 días a 25 °C que en las incubadas 3 días a 20 °C, para los mismos niveles de humedad, lo que implicaría que, además de la humedad, también la temperatura y el tiempo de incubación sean factores influyentes en los procesos de mineralización de los compuestos de nitrógeno. De hecho, en los ensayos realizados, el valor de b varía con el tiempo de incubación de la manera siguiente:

☞ Aumenta: siempre a 15 y 20 °C; a partir de los 3 días a 25 °C, y a 35 °C, cuando el tiempo es inferior o igual a 10 días y también a los 42 días.

☞ Oscila: a 10 y 35 °C, ya que en el caso de las incubaciones de 10 °C primero disminuye de 3 a 10 días; luego aumenta hasta el final de la incubación. En las incubaciones de 35 °C primero aumenta de 3 a 10 días, luego disminuye de 10 a 24 días y, por último, aumenta de 24 a 42 días.

Si se comparan los resultados obtenidos para ambas temperaturas de 10 y 35 °C, se puede observar que en unos casos la influencia del grado de humectación del suelo podría aumentar la cantidad de compuestos de nitrógeno inorgánico, pudiendo ser consecuencia del incremento de la mineralización que podrá ser mayor en cada momento cuanto menor fuese la humedad del suelo. En otros casos el N_{tinorg} disminuiría de la misma manera, pudiendo ser la disminución, en cada momento, mayor cuanto menor sea la humedad del suelo. En consecuencia, para el mismo grado de humedad y períodos de tiempo equivalentes, a 10 °C las variaciones de las cantidades de formas de nitrógeno inorgánico en relación a las iniciales son inversas a las de 35 °C (en un caso aumenta y en el otro disminuye), este hecho evidencia que los procesos relacionados con la dinámica de los compuestos inorgánicos de nitrógeno dependen, además de la humedad y del tiempo, de la temperatura de incubación.

5.11.3.2. Suelo Prado

N-NH₄⁺

Del total de los ajustes a la función logarítmica obtenidos, tan solo el 42% tienen significación estadística con nivel igual o superior a $p \leq 0,1$. En los casos en los que el ajuste es estadísticamente significativo, la horquilla de valores de **r** está comprendida entre 0,78 y 0,97 (Tabla 5.83).

Los peores ajustes se obtienen para los ensayos realizados a 15 °C ya que ninguno es estadísticamente significativo. Para los ensayos realizados a 10 y 35 °C, sólo se obtienen ajustes significativos para el 25% de los casos, cuando la temperatura es de 20 °C el porcentaje de ajustes significativos es del 50% y es del 75% para los ajustes de los ensayos realizados a temperaturas de 25 y 30 °C. En consecuencia, el estudio de cómo varía **r** con el tiempo de incubación sólo se puede llevar a cabo en las incubaciones realizadas a 25 y 30 °C. En el caso de 25 °C sólo se puede observar que del día 24 al 42 de incubación el valor de **r** disminuye, mientras que a 30 °C aumenta desde el día 10 hasta el 42.

Para los ajustes significativos los valores de **b** varían en el rango de -2,657 y 4,360 (para las muestras 253 y 2542, respectivamente), por lo que hay ensayos en los que el aumento de la humedad propicia una fuerte disminución de las formas amonio del suelo y otros en los que el aumento de humedad determina un gran aumento de dichas formas, siendo, para ambos casos, la *sensibilidad* 2,5 veces mayor cuando el suelo tiene un grado de humedad del 40% c.c. que cuando está al 100% c.c. Para los ensayos anteriormente reseñados, la diferencia entre las sensibilidades de S^{40}_{2542} y S^{40}_{253} es aproximadamente de 2, es decir, que a la humedad del 40% c.c. la variación de la cantidad de compuestos amoniacales cuando se modifica dicha humedad una unidad porcentual de la capacidad de campo, puede ser el doble a 25 °C y 42 días de incubación que a 25 °C y 3 días de incubación.

El comportamiento de **b** a lo largo del tiempo de incubación sólo se puede observar en los ensayos realizados a 30 °C desde el día 10 hasta el día 42 de incubación, en los que **b** aumenta su valor negativo a medida que aumenta el tiempo de incubación, siendo el valor de **b** para la muestra 3010 de -0,149 y para la 3042 de -2,658, por lo que el incremento de humedad haría que disminuyesen las formas amoniacales 18 veces más a los 42 días que a los 10 días, para el mismo contenido de humedad del suelo.

Como resumen se puede decir que la variación de las cantidades de los compuestos amoniacales en el suelo Prado no se puede explicar de forma global por esta relación logarítmica; sin embargo, para casos particulares aporta información sobre el grado de influencia de la humedad y del tiempo de incubación, en la acumulación o desaparición de tales compuestos.

Tabla 5.83.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + b \log H$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin- NH_4^+			Nmin- NO_3^-			Nmin- N_{tinorg}		
	r	a	b	r	a	b	r	a	b
1003	0,96 ^b	2,37	-0,480	0,12	-4,01	0,169	0,26	-1,53	-0,287
1010	0,22	-0,14	0,077	0,21	-2,43	-0,071	0,82 ^d	-4,54	0,657
1024	0,11	-0,20	0,013	1,00 ^a	-10,53	2,085	0,99 ^a	-13,07	2,768
1042	0,52	0,16	-0,054	0,60	-5,68	1,688	0,95 ^b	-20,27	5,122
1503	0,49	-0,30	-0,035	0,57	-6,92	1,782	0,52	-7,75	1,872
1510	0,36	-0,05	-0,078	0,48	17,17	-4,254	0,76 ^c	-10,35	2,805
1524	0,00	-	-	0,22	4,00	-0,853	0,22	2,76	-0,715
1542	0,15	-0,56	0,022	0,29	8,79	-1,448	0,16	5,45	-0,733
2003	0,93 ^b	-1,20	0,315	0,77 ^c	-9,06	2,230	0,72	-6,65	1,660
2010	0,66	0,52	-0,105	0,79 ^c	-16,49	4,464	0,74 ^c	-16,02	4,442
2024	0,28	0,07	0,025	0,63	-6,64	2,207	0,83 ^c	-17,36	5,314
2042	0,97 ^a	1,39	-0,234	0,98 ^a	-27,02	9,143	0,98 ^a	-26,74	9,184
2503	0,81 ^d	-0,86	0,284	0,76 ^c	-7,68	1,371	0,91 ^b	-10,38	2,308
2510	0,22	-0,32	0,174	0,76 ^c	-3,39	1,042	0,43	-0,13	0,644
2524	0,90 ^c	0,02	-0,046	0,99 ^a	-19,75	5,902	0,99 ^a	-19,54	6,096
2542	0,78 ^e	6,67	-1,446	0,15	13,76	-0,260	0,57	21,65	-1,626
3003	0,56	-0,85	0,115	0,41	-4,86	1,884	0,48	-5,77	2,072
3010	0,82 ^d	0,23	-0,149	0,93 ^b	-3,34	2,289	0,96 ^b	-5,80	2,963
3024	0,90 ^c	6,04	-1,503	0,90 ^c	61,12	-11,757	0,93 ^b	64,48	-12,629
3042	0,93 ^b	11,28	-2,658	0,48	37,62	-4,635	0,68	43,41	-5,828
3503	0,57	1,14	0,537	0,66	-61,42	12,699	0,67	-60,55	13,252
3510	0,82 ^d	-8,16	4,360	0,32	-31,15	5,381	0,59	-39,85	9,939
3524	0,24	16,25	0,722	0,45	-45,65	9,117	0,58	-36,17	11,580
3542	0,56	72,13	-11,685	0,68	-76,10	18,242	0,36	-4,54	6,631

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

$N-NO_3^-$

El porcentaje de los ajustes a la ecuación logarítmica con significación $p \leq 0,1$ es del 38%, para los que el rango de valores de r está entre 0,76 y 1, por lo que la significación puede llegar a tener un nivel de $p \leq 0,001$.

El 50% de los ensayos realizados a 20 y 25 °C tienen explicación con significación de nivel $p \leq 0,1$, mientras que el 50% de los ensayos realizados a 30 °C y un 25% de los realizados a 10 °C presentan un nivel de significación de $p \leq 0,01$. Para las temperaturas de 15 y 35 °C no se obtienen ajustes con significación al nivel $p \leq 0,1$.

La tendencia de r con relación al tiempo de incubación se puede observar, fundamentalmente, en los ensayos de 25 °C desde los 3 a los 24 días de incubación. En estos ensayos las correlaciones aumentan con el tiempo de incubación. Asimismo, se observa que a 20 °C r aumenta, pero en el caso de los ensayos realizados a 30 °C disminuye.

Los valores extremos que puede tomar b , en el caso de los ensayos cuyas correlaciones tienen significación estadística, son -11,756 en la muestra 3024 y 9,143 en la muestra 2042. Por lo que en el suelo con 40% c.c. de humedad, incubado a 30 °C durante 24 días se daría la máxima *sensibilidad* para la reducción de la cantidad de nitratos ($S^{40}_{3024} = 0,128$ por cada modificación de la humedad equivalente al 1% c.c.), mientras que la máxima *sensibilidad*, para la formación de nitratos se daría cuando es incubado durante 42 días a 20 °C con el mismo porcentaje de humedad ($S^{40}_{2042} = 0,099$ por cada modificación de la humedad equivalente al 1% c.c.). En los ensayos realizados a 25 °C se puede observar que los valores de b oscilan a lo largo de la incubación, alcanzando su máximo valor el día 24.

Ante los resultados obtenidos después de realizar los ajustes correspondientes, se puede decir que esta función no es la adecuada para poder explicar los resultados experimentales, sobre todo para las temperaturas de incubación inferiores a 20 °C y superiores a 30 °C; además para ninguna de las incubaciones realizadas a una temperatura determinada, se obtienen ajustes con significado estadístico para todos los tiempos de incubación.

N-Ntinorg

El porcentaje de ajustes a la función logarítmica con significación $p \leq 0,1$ es del 46%, variando r entre 0,74 (muestra 2010) y 0,99 (muestra 1024), por lo que entre ellos hay ensayos que tienen correlaciones cuya significación estadística alcanza el nivel $p \leq 0,001$. Los ajustes significativos se obtienen en los siguientes casos: un 25% de los ensayos realizados a 15 °C; un 50% de los realizados a 25 y 30 °C y un 75% de los realizados a 10 y 20 °C, mientras que ninguno de los ajustes realizados a 35 °C es estadísticamente significativo.

El coeficiente de correlación r aumenta al incrementarse el tiempo de incubación de 10 a 24 días en los ensayos realizados a 10 °C y desde el día 10 al 42 en los de 20 °C, y disminuye en los de 10 °C a los 42 días y en los de 30 °C de 10 a 24 días.

Para los ensayos cuyas correlaciones tienen significación estadística los valores extremos de b son -12,629 (muestra 3024) y 9,184 (muestra 2042). Ambos valores indican que la menor influencia de la humedad en las cantidades de nitrógeno mineralizado en relación con las de partida, se produce en condiciones de incubación de 30 °C y 24 días y la mayor en condiciones de 20 °C y 42 días, siendo más intensas las primeras que las segundas.

La tendencia de b es a aumentar con el tiempo de incubación, a partir del día 10 hasta el final de la incubación (42 días), en los ensayos realizados a 10 y 20 °C; para ambos casos, el incremento de b desde el día 10 hasta el día 42 es de 8 y de 2 veces, respectivamente. En consecuencia, el tiempo de incubación incrementa la influencia de la humedad sobre las cantidades de los compuestos de nitrógeno, siendo mayor a 10 °C que a 20 °C. Sin embargo, en los ensayos realizados a 30 °C los valores de b disminuyen en el período de 10 a 24 días, pasando de ser positivo (2,963) a ser negativo (-12,629), por lo que en este caso el tiempo determina que se invierta el signo de las variaciones; es decir, que en esta incubación un incremento de la humedad del suelo primero determinaría una mayor mineralización y posteriormente determinaría una intensa desaparición.

Sin embargo, para el conjunto de los ensayos, la función logarítmica aporta un porcentaje bajo de explicación de los datos experimentales obtenidos, concentrándose los ajustes significativos en los ensayos realizados a las temperaturas de 10 y 20 °C.

Como resumen, se podría decir que este modelo explica menos del 50% de los datos obtenidos para cualquiera de las formas de nitrógeno estudiadas y que los ajustes significativos se concentran en las temperaturas de 25 y 30 °C para las formas amoniacales, en las de 20 y 25 °C para las de nitratos y en las de 10 y 20 °C para el nitrógeno total inorgánico.

5.11.3.3. Suelo Cultivo-patata

N-NH_4^+

El 29% de los ensayos tienen un coeficiente de correlación r con significación estadística de nivel igual o superior a $p \leq 0,1$. Para estos casos, los valores de r varían entre 0,83 y 1. La distribución de los ajustes significativos para las diferentes temperaturas de incubación es: el 25% en las incubaciones realizadas a 20, 30 y 35 °C, el 50% en las realizadas a 10 y 15 °C y el 100% de las realizadas a 25 °C, (Tabla 5.84).

En los ensayos realizados a 25 °C los valores de r tienden a aumentar con el tiempo de incubación a partir de los 10 días, tras disminuir entre el día 3 (con un valor de 1,00) y el día 10 ($r = 0,88$).

Los valores de b para los ensayos estadísticamente significativos varían entre -7,770 de la muestra 3542 y 0,281 de las muestras 153. Por tanto, al aumentar la humedad del suelo incubado a 35 °C y durante 42 días las formas amoniacales disminuyen y, por el contrario aumentan en los primeros días de incubación cuando la temperatura es de 15 °C. Si se comparan las sensibilidades para la menor humedad considerada, 60% c.c., (S^{60}) de ambos casos se llega a ver que el efecto de la influencia de la humedad sobre la desaparición de las formas amoniacales es 28 veces mayor que el efecto sobre su aumento neto.

La variación de b con el tiempo de incubación se puede apreciar en los ensayos a 25 °C ya que los resultados son significativos en todos los casos. En ellos se observa que hay un cambio de comportamiento muy importante entre el día 3 y el día 10 de incubación, ya que en las muestras 253 el valor de b es negativo (-0,186) y en las 2510 es positivo (0,235); a partir de este tiempo los valores de b son positivos pero disminuyen suavemente con el tiempo. Por tanto, a 25 °C inicialmente las formas amonio generadas durante la incubación disminuyen y a partir de los 3 días aumentan en relación con la humedad del suelo, pero este aumento es cada vez menor a medida que aumenta el tiempo de incubación.

Se puede concluir, por tanto, que esta ecuación puede explicar los resultados de las incubaciones realizadas a 25 °C, pero no los obtenidos para la mayoría de los ensayos realizados a las demás temperaturas.

N-NO₃⁻

El porcentaje de los ajustes a la función logarítmica con significación de nivel superior o igual a $p \leq 0,1$ es del 67%, siendo el rango de valores de r de 0,82 a 1, por lo que la significación puede llegar a tener $p \leq 0,001$. Se obtienen ajustes significativos en los siguientes casos: un 25% de los ensayos realizados a 20 °C, un 50% de los realizados a 30 °C, un 75% de los realizados a 10, 25 y 35 °C; y el 100% en los realizados a 15 °C (Tabla 5.84).

Los valores de r de los ajustes significativos varían a lo largo de las incubaciones de la manera siguiente: aumenta en las de 10 °C; disminuye hasta el día 24 en las de 15 °C y luego aumenta a los 42; aumentan en las de 25 °C y en las de 35 °C. Para el resto de las temperaturas de incubación, cuyo número de ensayos con ajustes significativos es insuficiente, no es factible este estudio.

El parámetro b toma valores comprendidos entre -8,597 (muestra 153) y 19,412 (muestra 2042) para los ensayos con ajustes con significación al menos al $p \leq 0,1$. Tales valores determinan que la máxima proporción entre la mayor y la menor influencia de un cambio de humedad sobre las cantidades de nitratos para un mismo contenido de humedad del suelo sea de 2.

Para el estudio de la variación de b con el tiempo de incubación se selecciona la incubación de 15 °C, por ser la única en tener un porcentaje de ajustes significativos del 100%. En los ensayos realizados a esta temperatura se observa que b es negativo y disminuye hasta los 10 días de incubación, (-8,598 a los 3 días y -5,174 a los 10 días), pasa a ser positivo en el período de 10 a 24 días (-5,174 a 2,794), y disminuye en valor absoluto, siendo positivo, de los 24 a los 42 días (2,794 y 2,032). Por tanto, el comportamiento de b determina dos ciclos en la evolución de las formas nitratos a esta temperatura:

☞ A tiempos cortos de incubación, las variaciones de las cantidades de nitratos disminuyen en el suelo de manera más intensa, es decir, la *sensibilidad* es mayor, cuanto menor sea la humedad del suelo y cuanto menor sea el tiempo de incubación.

☞ A tiempos largos de incubación, las variaciones de las cantidades de nitratos aumentan en el suelo, de manera más intensa cuanto menor sea la humedad del suelo y cuanto menor sea el tiempo de incubación en este período.

Si comparamos este comportamiento con el de los ensayos realizados a la temperatura de 35 °C, se puede observar que tienen, básicamente, la misma tendencia: valores negativos que aumentan hasta los 10 días (-7,368 y -3,421) y positivo a los 24 días (10,158). Cabe destacar que la influencia de un determinado grado de humedad sobre las cantidades de nitratos en el suelo a los 24 días de incubación es 4 veces superior a 35 °C en relación a lo que sucede a 15 °C. Según estos resultados cabría decir que en el suelo Cultivo-patata con grado de humedad del 60% c.c. se produciría la máxima variación en el contenido de nitratos cuando se modifique la humedad del suelo, después de un tiempo de incubación moderado (24 días) siendo 4 veces mayor si la temperatura de incubación es de 35 °C. No obstante, el valor máximo de *b* se corresponde con un ajuste significativo para un ensayo aislado de la incubación realizada a 20 °C (muestra 2042), por lo que a esta temperatura de incubación en el suelo humectado al 60% c.c. tendría lugar la variación máxima a los 42 días de incubación, es decir, la *sensibilidad* sería máxima.

Esta relación, si bien permite un alto porcentaje de explicación de los datos experimentales obtenidos, los ajustes significativos están concentrados en las temperaturas 10, 15, 25 y 35 °C, quedando los ensayos de las temperaturas de 30 y 20 °C con un porcentaje de explicación más bajo, por lo que resulta insuficiente para poder explicar la evolución de las formas nitrato en el suelo Cultivo-patata.

N-Ntinorg

Para el conjunto de las formas de nitrógeno inorgánico el porcentaje de ajustes con significación $p \leq 0,1$ es del 50%, variando *r* entre 0,81 (muestra 1010) y 1 (muestras 103, 153, 303 y 1024) (Tabla 5.84). Los ajustes significativos se hallan en los ensayos siguientes: el 25% de los realizados a 25 y 35 °C; el 50% de los de 15, 20 y 30 °C; y el 100% de los realizados a 10 °C.

Los valores extremos de *b* son -8,277 (muestra 153) y 5,577 (muestra 1024), para los ensayos cuyas correlaciones tienen significación estadística $p \leq 0,1$. Por tanto, en el suelo Cultivo-patata para un mismo contenido de humedad las variaciones con el grado de humedad del suelo de las cantidades de nitrógeno inorgánico podrían disminuir 1,5 veces más de lo que podrían aumentar.

Como la incubación de 10 °C tiene un porcentaje de ajustes significativos del 100% se utiliza como ejemplo para estudiar la variación de *b* con el tiempo de incubación (Tabla 5.84) y se observa que:

☞ El parámetro *b* disminuye su valor de 0,649 a los 3 días, a -1,438 a los 10 días y de 5,577 a los 24 días a 1,474 a los 42 días.

☞ El valor de **b** aumenta de -1,438 a los 10 días a 5,577 a los 24 días.

Por tanto, oscila y se puede pensar en la existencia de dinámicas distintas en los procesos relacionados con los compuestos inorgánicos de nitrógeno, observando que el tiempo de incubación de 24 días es el más idóneo para que sea mayor la influencia de la humedad sobre la formación de estos compuestos, puesto que es del orden de 5 y 8 veces superior que la de 42 y 3 días de incubación, respectivamente. Asimismo, las menores variaciones se producen a los 10 días de incubación. Sin embargo, si comparamos estos resultados con los de las temperaturas de 15 y 20 °C se observa que las menores variaciones se producen, en ambas, a los 3 días de incubación (Tabla 5.84).

Tabla 5.84.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + b \log H$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin- NH_4^+			Nmin- NO_3^-			Nmin- N_{tinorg}		
	r	a	b	r	a	B	r	a	b
1003	0,86 ^c	1,40	-0,367	0,98 ^b	-8,93	1,608	1,00 ^a	-3,81	0,649
1010	0,21	-0,39	0,026	0,98 ^b	17,43	-3,985	0,81 ^c	5,91	-1,438
1024	0,73	0,12	-0,071	0,99 ^a	-27,10	6,500	1,00 ^a	-22,35	5,577
1042	1,00 ^a	0,50	-0,186	0,30	3,73	0,099	0,94 ^b	-2,79	1,474
153	0,94 ^c	-1,01	0,281	1,00 ^a	35,34	-8,598	1,00 ^a	34,66	-8,277
1510	0,61	-0,57	0,143	0,98 ^b	21,43	-5,174	0,93 ^c	23,27	-5,478
1524	0,90 ^d	-0,89	0,230	0,84 ^c	-12,41	2,794	0,67	-17,56	4,131
1542	0,13	0,52	-0,083	0,96 ^b	-7,97	2,032	0,62	-5,80	1,741
2003	0,83 ^e	1,74	-0,435	0,75	15,57	-3,556	0,92 ^d	18,45	-4,212
2010	0,39	0,13	-0,073	0,33	-7,21	1,631	0,93 ^c	5,41	-1,128
2024	0,00	-	-	0,15	-6,43	0,327	0,67	-15,03	3,948
2042	0,43	0,60	-0,170	1,00 ^a	-84,04	19,412	0,51	2,33	0,553
2503	1,00 ^a	0,50	-0,186	0,97 ^b	-28,18	6,206	0,87 ^c	-5,98	1,308
2510	0,88 ^d	-1,31	0,235	0,97 ^b	-9,68	2,585	0,21	0,23	0,466
2524	0,90 ^d	-1,21	0,230	0,45	-5,60	2,407	0,55	-3,78	1,981
2542	1,00 ^a	-1,22	0,209	0,88 ^d	-6,97	3,329	0,59	-2,29	2,280
3003	0,80	2,11	-0,412	1,00 ^a	33,50	-8,014	1,00 ^a	30,49	-7,089
3010	0,92 ^d	5,19	-1,104	0,28	4,88	-1,173	0,33	5,56	-1,110
3024	0,05	0,03	0,016	0,99 ^a	-17,24	4,954	0,93 ^c	-10,71	3,708
3042	0,11	0,32	-0,020	0,25	-13,58	4,692	0,31	-17,91	6,000
3503	0,58	0,01	0,203	1,00 ^a	32,60	-7,368	0,94 ^c	26,64	-5,778
3510	0,11	0,74	0,374	0,98 ^b	12,88	-3,421	0,57	7,64	-1,127
3524	0,70	13,61	-2,137	0,82 ^c	-44,93	10,158	0,48	-11,63	4,426
3542	0,85 ^e	41,02	-7,770	0,17	-6,27	1,773	0,28	36,60	-4,916

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Los resultados obtenidos indican que el porcentaje de explicación de los datos experimentales relacionados con la variación de las cantidades de nitrógeno inorgánico mediante esta ecuación es insuficiente, ya que los ajustes significativos para las incubaciones realizadas a temperaturas superiores a 20 °C son esporádicos, aunque es cierto que permite una buena explicación de los datos obtenidos para las temperaturas inferiores a 20 °C, sobre todo los de 10 °C.

En consecuencia, esta función compuesta no es la más adecuada para explicar la mayoría de los datos experimentales obtenidos, aunque es cierto que es aplicable a bastantes casos relacionados con la formación de nitratos y con la dinámica de los compuestos de nitrógeno inorgánico de este suelo.

5.11.3.4. Comparación entre los tres suelos

Un resumen de los resultados obtenidos para los tres suelos de estudio, se muestra en la tabla 5.85 en la que se reflejan los porcentajes de los ajustes con significación superior a $p \leq 0,1$, las diferencias máximas de la *sensibilidad*, los valores extremos de las pendientes y el comportamiento de b_{mediat} a lo largo del tiempo de incubación, siendo b_{mediat} la media de las pendientes correspondientes a las correlaciones significativas, obtenidas para todas las temperaturas y a un mismo tiempo de incubación.

Los datos que se muestran en la tabla 5.85 son similares a los de la tabla 5.81 en la que se reflejan los parámetros obtenidos para la ecuación polinómica de grado uno, esto es, esta ecuación permite explicar un porcentaje bastante elevado de los resultados experimentales obtenidos para el contenido de las formas de nitrógeno inorgánico total y amoniacales para el suelo Robledal, aunque estos porcentajes son un poco menores que los obtenidos para este suelo en la ecuación polinómica de grado uno, pero son ligeramente superiores en los otros dos suelos sobre todo en el caso de las formas nitrato en el suelo Prado.

Por tanto, según ambos modelos matemáticos la humedad influye en los procesos relacionados con la química del nitrógeno en el suelo, de tal forma que al aumentar la humedad del suelo se producirían los mayores aumentos de amonio y de nitrógeno inorgánico total en el suelo Robledal, mientras que el mayor incremento de nitratos se produciría en el de Cultivo-patata. La mayor disminución de los compuestos de nitrógeno inorgánico al aumentar la humedad, se produciría en los nitratos y en el nitrógeno inorgánico total del suelo Prado y en el amonio de Cultivo-patata.

Sin lugar a dudas, el dato más interesante que aporta esta ecuación es el de la *sensibilidad* que indica que en los tres suelos cuanto menor es el nivel de humectación de los mismos más sensibles son a los cambios de humedad los procesos relacionados con la dinámica del nitrógeno. Así, el suelo Cultivo-patata es el que manifiesta una menor diferencia de *sensibilidad* entre el suelo menos húmedo y el humectado a capacidad de campo y los otros dos suelos (Robledal y Prado) tienen valores similares de las diferencias

de *sensibilidad* entre cuando están a capacidad de campo y cuando el nivel de humectación es del 39% y del 40% de la capacidad de campo, siendo en ambos casos superior en, al menos, una unidad a la diferencia obtenida para los mismos casos en el suelo Cultivo-patata.

Tabla 5.85.- Cuadro-resumen de los parámetros obtenidos en los ajustes de los datos experimentales de las formas de nitrógeno N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg a la ecuación $\text{Nmin} = a + b \log H$ para los tres suelos.

<i>Suelo Robledal</i>	<i>Suelo Prado</i>	<i>Suelo Cultivo-patata</i>
S_{39} es 2,6 veces > que S_{100}	S_{40} es 2,5 veces > que S_{100}	S_{60} es 1,5 veces > que S_{100}
N-NH_4^+		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 79% valores extremos de b : ▪ -0,930 ▪ 10,430 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo.	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 42% valores extremos de b : ▪ -2,657 ▪ 4,360 b_{mediat} : aumenta a $t \leq 10$ disminuye a $t = 24$ aumenta a $t = 42$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 46% valores extremos de b : ▪ -7,770 ▪ 0,280 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ aumenta a $t = 24$ disminuye a $t = 42$ días
N-NO_3^-		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 54% valores extremos de b : ▪ -1,520 ▪ 10,410 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ días aumenta a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 38% valores extremos de b : ▪ -11,756 ▪ 9,143 b_{mediat} : aumenta a $t \leq 10$ disminuye a $t = 24$ aumenta a $t = 42$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 67% valores extremos de b : ▪ -8,597 ▪ 19,412 b_{mediat} : se incrementa con el tiempo
N-Ntinorg		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 88% valores extremos de b : ▪ 0,472 ▪ 13,56 b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ días aumenta a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 46% valores extremos de b : ▪ -12,629 ▪ 9,184 b_{mediat} : aumenta a $t \leq 10$ disminuye a $t = 24$ aumenta a $t = 42$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 50% valores extremos de b : ▪ -8,277 ▪ 5,577 b_{mediat} : aumenta a $t \leq 24$ disminuye a $t = 42$ días

5.11.4. Función cuadrática incompleta: $\text{Nmin} = a + b H^2$ (parábola de vértice 0, a)

Para esta función la *sensibilidad* se calcula en base a la expresión $S = 2bH$, por lo que no es constante y al igual que se hizo en la función compuesta, se procederá a realizar su análisis para lo que se realizarán los cálculos necesarios y oportunos. Por tanto, dado que para una misma temperatura y tiempo de incubación b es constante, S aumentará al aumentar la humedad del suelo.

En consecuencia, cuando el suelo está más húmedo los procesos biológicos y químicos relacionados con los compuestos del nitrógeno, tales como la mineralización, nitrosación, nitración e inmovilización, son más sensibles a los cambios en el grado de humedad del medio edáfico, repercutiendo en las cantidades de las distintas formas de nitrógeno que pueda tener el suelo.

5.11.4.1. Suelo Robledal

N-NH₄⁺

El ajuste de los valores de amonio obtenidos bajo las diferentes condiciones de incubación a la función cuadrática citada muestra que el 67% de los ensayos realizados tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53, mínimo necesario para que la significación sea de un nivel $p \leq 0,1$, ya que sus valores están comprendidos entre 0,63 (muestra 353) y 0,98 (muestra 1524).

Tabla 5.86.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH^2$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻ y N-Ntinorg) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin-NH ₄ ⁺			Nmin-NO ₃ ⁻			Nmin-Ntinorg		
	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$
1003	0,21	-0,06	0,4	0,96 ^a	-0,27	2,7	0,91 ^b	-0,16	2,6
1010	0,28	0,69	0,7	0,53	-0,37	0,3	0,62 ^d	0,31	1,0
1024	0,71 ^d	1,35	2,4	0,89 ^b	-0,49	1,3	0,90 ^b	0,85	3,7
1042	0,67 ^d	3,21	5,3	0,08	0,94	0,7	0,48	4,15	6,1
1503	0,51	-0,29	1,1	0,67 ^d	-0,42	1,4	0,88 ^b	-0,10	1,7
1510	0,97 ^a	0,09	3,2	0,49	0,38	-0,4	0,96 ^a	1,02	3,8
1524	0,98 ^a	0,93	6,0	0,13	0,64	-0,4	0,90 ^b	1,46	6,2
1542	0,95 ^a	1,05	6,9	0,84 ^b	0,46	2,0	0,96 ^a	1,59	9,1
2003	0,11	0,02	-0,06	0,1	0,43	0,37	0,4
2010	0,74 ^d	1,06	1,3	0,41	-0,68	0,5	0,93 ^b	0,18	1,9
2024	0,00	0,99 ^a	0,80	4,0	0,92 ^b	1,94	4,3
2042	0,50	5,23	-5,8	0,94 ^b	-1,73	12,9	0,85 ^b	3,51	7,4
2503	0,98 ^a	0,67	-1,1	0,96 ^a	1,57	0,6	0,77 ^d	3,48	-4,1
2510	0,76 ^c	1,32	2,5	0,91 ^b	-0,23	2,6	0,85 ^b	1,10	5,12
2524	0,67 ^d	2,52	8,4	0,86 ^b	-0,01	1,9	0,75 ^d	2,51	10,3
2542	0,64 ^d	5,40	11,9	0,58 ^e	0,99	4,8	0,81 ^c	6,38	16,7
3003	0,35	2,87	1,4	0,55 ^e	1,55	-1,5	0,04	4,77	0,3
3010	0,78 ^c	6,42	2,4	0,72 ^d	0,55	-1,3	0,90 ^b	6,83	2,5
3024	0,77 ^d	11,93	4,5	0,02	0,50	0,3	0,43	13,49	3,7
3042	0,89 ^b	15,46	7,1	0,40	0,63	1,5	0,96 ^a	16,32	8,9
3503	0,63 ^e	4,21	1,8	0,00	0,88 ^b	3,84	2,3
3510	0,83 ^c	4,19	9,0	0,70 ^d	0,35	-0,9	0,85 ^b	4,73	8,5
3524	0,89 ^b	14,77	3,9	0,59 ^e	1,56	-1,1	0,90 ^b	17,13	2,5
3542	0,42	21,77	7,0	0,07	0,22	-1,2	0,90 ^b	21,10	9,1

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Estos coeficientes se hallan en los ensayos siguientes: en el 25% de los realizados a 20 °C; en el 50% de los realizados a 10 °C; en el 75% de los realizados a las temperaturas de 15, 30 y 35 °C y en el 100% de los realizados a 25 °C.

El parámetro b toma valores comprendidos entre $-1,1 \times 10^{-4}$ y $11,9 \times 10^{-4}$ que se han obtenido para las muestras 253 y 2542, respectivamente (Tabla 5.86). Un análisis más detallado evidencia que, salvo el valor obtenido para la muestra 253, para todas las demás el valor de b es positivo, lo que indica que existe una dependencia directa de los procesos de amonificación del grado de humedad del suelo, de tal modo que el aumento de la humedad influye positivamente, pero de manera suave, en la formación de formas amonio.

Como ya se indicó la *sensibilidad* para un mismo valor de b aumenta a medida que aumenta el grado de humedad del suelo en la proporción de $2bH$, de tal forma que S^{100} es 2,6 veces mayor que S^{39} o bien S^{65} es 1,6 veces mayor que S^{39} y 1,54 veces menor que S^{100} .

En los ensayos realizados a 25 °C, únicos para los que el ajuste a la ecuación cuadrática incompleta es siempre significativo, se puede observar cómo varía b con el tiempo de incubación (Tabla 5.86). Se puede ver que inicialmente (3 días) b es negativo y que posteriormente, desde el día 3 hasta el final de las incubaciones (42 días), es positivo y, además, aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, ya que b aumenta su valor absoluto en 11 veces desde $-1,1 \times 10^{-4}$ a $11,9 \times 10^{-4}$. Por tanto, el tiempo es el factor que determina cómo es el efecto de la humedad, ya que pasa de que un aumento del grado de humedad del suelo favorezca la disminución a que se favorezca la formación de formas amoniacales en el suelo Robledal.

Del parámetro a se puede destacar que toma valores positivos y que aumenta con el tiempo y la temperatura de incubación de tal forma que en las muestras incubadas durante 42 días a 30 °C muestra su valor más alto que es 15,46 y en las de 35 °C a los 24 días de incubación es 14,77. Estos resultados se pueden interpretar como que la formación de amonio es menos dependiente del nivel de humectación del suelo a medida que aumenta la temperatura y el tiempo de incubación.

N-NO₃⁻

De todos los ajustes obtenidos el 58% tienen valores del coeficiente de determinación (r^2) superiores a 0,53 (límite para que sean significativos al nivel $p \leq 0,1$) ya que dichos valores están comprendidos entre 0,55 y 0,99 (muestras 303 y 2042, respectivamente). El 50% de los ensayos de las incubaciones realizadas a 10, 15, 20, 30 y 35 °C y el 100% de las realizadas a 25 °C, tienen coeficientes de determinación superiores a 0,53 (Tabla 5.86).

Los valores que puede tomar b para los ensayos con r^2 estadísticamente significativos varían dentro del rango $-1,5 \times 10^{-4}$ en la muestra 303 y $12,9 \times 10^{-4}$ en la muestra 2042. En este caso los valores de b negativos se dan en los ensayos realizados a las temperaturas de 30 y 35 °C y los positivos en el resto de los ensayos. En consecuencia, se

puede interpretar que a temperaturas superiores a 25 °C el aumento de la humedad del suelo provoca un descenso de las formas de nitratos en el mismo y que cuando la temperatura es inferior o igual a 25 °C un aumento; es decir, que la influencia del grado de humedad en los procesos de nitración es distinta según sea la temperatura de incubación del suelo.

Al igual que para las formas amoniacales, los ensayos realizados a 25 °C aportan información sobre la variación de **b** con el tiempo de incubación. En este caso, se observa que **b** aumenta hasta el día 10, disminuye del día 10 al 24 y aumenta del día 24 al 42. Por tanto, oscila, aunque se podrían diferenciar tres ciclos a lo largo del tiempo de incubación:

1º - Tiempo de incubación corto (10 días): al aumentar el tiempo de incubación, se favorece la formación de nitratos en el suelo a medida que aumenta el grado de humedad, ya que **b** pasa de tener un valor de $0,6 \times 10^{-4}$ a los 3 días a $2,6 \times 10^{-4}$ a los 10 días, lo que supone un incremento de más de 4 veces de este parámetro.

2º - Tiempo de incubación medio (24 días): al aumentar el tiempo de incubación, la formación de nitratos disminuye de forma casi imperceptible en el suelo a medida que aumenta el grado de humedad del mismo, ya que **b** pasa del valor $2,6 \times 10^{-4}$ a los 10 días a $1,9 \times 10^{-4}$ a los 24 días; la variación es tan pequeña que se puede considerar despreciable.

3º - Tiempo de incubación largo (42 días): al aumentar el tiempo de incubación, la formación de nitratos se incrementa a medida que aumenta el grado de humedad en el suelo, ya que **b** pasa de tener un valor de $1,9 \times 10^{-4}$ a los 24 días a $4,8 \times 10^{-4}$ a los 42 días, lo que supone un incremento de 2,5 veces.

El parámetro **a** toma valores muy poco relevantes puesto que no superan la cantidad de 1,57 (muestra 253) y son abundantes los valores negativos.

N-Ntinorg

El coeficiente de determinación (r^2) es superior a 0,53 (esto es, son significativos al menos al nivel $p \leq 0,1$) en el 83% de los ajustes, siendo el rango de variación de este coeficiente de 0,76 a 0,96. El porcentaje de los ensayos para los que se han obtenido r^2 dentro de este rango es el 50% de los realizados a la temperatura de 30 °C, el 75% de los realizados a las temperaturas de 10 y 20 °C y el 100% de los realizados a las temperaturas de 15, 25 y 35 °C.

El parámetro **b** estimado para los ensayos con coeficiente de determinación superior a 0,53 toma valores comprendidos entre $-4,1 \times 10^{-4}$ (muestra 253) y $16,7 \times 10^{-4}$ (muestra 2542) (Tabla 5.86). Sólo en las muestras 253 se determina un valor de **b** negativo, mientras que para el resto de las muestras son positivos. Por tanto, en general, el aumento del grado de humedad del suelo propicia un aumento de la mineralización de los compuestos orgánicos de nitrógeno.

Para observar el comportamiento de b a lo largo del tiempo de incubación se toman en consideración los valores obtenidos para los ensayos de las incubaciones realizadas a 15, 25 y 35 °C, ya que para todos ellos los ajustes son estadísticamente significativos durante toda la incubación. De su análisis se deduce que a 15 y 25 °C, b aumenta con el tiempo de incubación desde el día 3 hasta el día 42, mientras que a 35 °C oscila ya que aumenta hasta el día 10, disminuye desde el 10 hasta el día 24 y aumenta desde ahí hasta el final. Pero, si, además, comparamos los valores de b obtenidos al inicio (3 días) con los del final (42 días) de las tres incubaciones se aprecia que:

☞ A los 3 días b es positivo a 15 y 35 °C ($1,7 \times 10^{-4}$ y $2,3 \times 10^{-4}$, respectivamente) pero, es negativo a 25 °C ($-4,1 \times 10^{-4}$).

☞ A los 42 días es positivo para las tres temperaturas: $9,1 \times 10^{-4}$ a 15 °C; $16,7 \times 10^{-4}$ a 25 °C y $9,1 \times 10^{-4}$ a 35 °C.

Por tanto, inicialmente la influencia de la humedad sobre las cantidades mineralizadas de compuestos de nitrógeno es positiva a 15 y 35 °C (siendo el grado de influencia mayor a la temperatura de 35 °C, es decir, que cuanto mayor sea la humedad del suelo incubado a 35 °C la cantidad de nitrógeno total inorgánico será mayor y esta cantidad será superior a la del suelo incubado a 15 °C con el mismo nivel de humectación), y negativa a 25 °C. Al cabo de los 42 días de incubación se observa que el grado de influencia de la humedad en las incubaciones de 15 °C es igual que el que tiene en las de 35 °C y que a 25 °C se incrementó de tal manera que es el mayor de los tres. En consecuencia, con el tiempo de incubación varía el grado de influencia de la humedad sobre los procesos de mineralización del nitrógeno, incrementándolo en las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores o iguales a 25 °C y reduciéndolo cuando la temperatura es de 35 °C.

Por lo que respecta al parámetro a se puede destacar que su evolución es muy similar a la observada en los resultados de la formas amonio ya que toma valores positivos en todos los casos excepto en las muestras 103 y 153 y, en general, aumenta con el tiempo y la temperatura de incubación de tal forma que en las muestras incubadas durante 42 días a 35 °C se registra su valor más alto que es 21,10; este valor es semejante al que toma en los ajustes a esta ecuación de los datos correspondientes a las determinaciones de amonio en el suelo. Este comportamiento podría indicar que la formación de compuestos de nitrógeno inorgánico es menos dependiente del nivel de humectación del suelo a medida que aumenta la temperatura y el tiempo de incubación.

En general esta función cuadrática incompleta permite explicar para el suelo Robledal, más del 50% de los ensayos realizados para todas las formas de nitrógeno. En el caso del nitrógeno total inorgánico, el nivel de explicación es bueno, lo que permite realizar un análisis más detallado de la variabilidad de la influencia de la humedad con el tiempo de incubación y postular hipótesis sobre la dinámica de los compuestos de nitrógeno en el suelo.

5.11.4.2. Suelo Prado

N-NH₄⁺

El 38% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 y, por tanto, significativos, al menos, al nivel $p \leq 0,1$. Los valores de r^2 están comprendidos entre 0,56 (muestras 2524 y 3024) y 0,98 (muestra 203). Estos coeficientes se hallan en los ensayos siguientes: en el 25% de los realizados a las temperaturas de 10, 25 y 35 °C; en el 50% de los realizados a 20 °C y en el 75% de los realizados a la temperatura de 30 °C. Para los ensayos realizados a 15 °C no se obtiene ningún ajuste con r^2 superior o igual a 0,53.

El parámetro b puede tomar valores comprendidos entre $-2,5 \times 10^{-4}$ y $4,7 \times 10^{-4}$, que se han obtenido para las muestras 3042 y 3510, respectivamente, (Tabla 5.87). Al observar los valores de b estimados para cada ensayo se puede comprobar que en 4 de ellos tiene valor positivo y en los 5 restantes es negativo, por lo que, según sean las condiciones de temperatura y tiempo de incubación, el aumento de la humedad del suelo podrá favorecer el aumento de los compuestos amoniacales o bien su disminución.

Se puede constatar que los valores positivos de b se corresponden con muestras incubadas durante 3 o, como mucho, 10 días, a las temperaturas de 10, 20, 30 y 35 °C, y que, excepto para las muestras 103, los valores negativos se dan en los ensayos cuyo tiempo de incubación es superior a 10 días y realizados a temperaturas de 20, 25 y 30 °C. Por tanto, estos valores podrían indicar que para tiempos de incubación cortos las formas amoniacales aumentarían en el suelo tanto más cuanto mayor fuese la humedad pero, para tiempos de incubación largos disminuirían, también, tanto más cuanto más alto fuese el grado de humedad del suelo, lo que sucedería para la mayoría de las temperaturas, teniendo en cuenta la *sensibilidad* a los cambios de humedad del suelo.

El análisis del comportamiento de b a medida que transcurre el tiempo de incubación únicamente se puede llevar a cabo en la incubación realizada a 30 °C. En dicha incubación los valores de b son $0,2 \times 10^{-4}$; $-1,4 \times 10^{-4}$ y $-2,5 \times 10^{-4}$ para las muestras 303, 3024 y 3042. Los resultados obtenidos en los ensayos realizados a 30 °C indican que a tiempos cortos aumentan ligeramente las formas amoniacales y a tiempos largos disminuyen tanto más cuanto mayor sea la humedad del suelo.

Los valores obtenidos para el parámetro a son predominantemente positivos y de poca cuantía puesto que el valor más elevado es 7,59 (muestra 3510) en los casos con significación estadística.

N-NO₃⁻

Sólo el 25% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 (significativo a $p \leq 0,1$) y los valores están comprendidos entre 0,55 y 0,93, que se han obtenido para las muestras 353 y 3024 (Tabla 5.87). Se puede observar que sólo el 25% de los ensayos realizados a 10, 20, 25 y 35 °C, así como el 50% de los realizados a 30 °C,

tienen coeficientes de determinación (r^2) superiores a 0,53. Sin embargo, para los ensayos realizados a 15 °C la situación es peor, ya que no se observan coeficientes de determinación que tengan tales valores y, por tanto, que sean significativos.

Tabla 5.87.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH^2$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{inorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin- NH_4^+			Nmin- NO_3^-			Nmin- N_{inorg}		
	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$
1003	0,84 ^b	0,63	-0,5	0,08	-3,55	0,5	0,01	-2,66	-0,1
1010	0,08	0,12	0,1	0,22	-2,64	-0,2	0,57 ^c	-2,14	0,7
1024	0,02	-0,13	-0,02	0,92 ^b	-2,97	2,2	0,97 ^a	-3,09	3,0
1042	0,51	-0,02	-0,1	0,60	0,10	2,4	0,99 ^a	-1,95	5,9
1503	0,15	-0,43	-0,03	0,17	-0,21	1,4	0,14	-0,68	1,5
1510	0,17	-0,32	-0,1	0,48	3,05	-6,8	0,30	0,22	2,3
1524	0,00	0	0	0,23	1,58	-2,0	0,21	0,63	-1,6
1542	0,00	-0,47	0,01	0,30	4,40	-3,0	0,18	3,57	-2,2
2003	0,98 ^a	-0,08	0,4	0,36	-0,73	1,9	0,32	-0,46	1,5
2010	0,49	0,14	-0,1	0,40	0,13	3,9	0,29	0,72	3,6
2024	0,01	0,17	0,01	0,15	1,83	1,5	0,41	2,50	4,6
2042	0,96 ^a	0,55	-0,3	0,80 ^c	6,39	9,2	0,81 ^c	6,81	9,3
2503	0,53	0,18	0,3	0,34	-2,54	1,1	0,59 ^e	-1,84	2,1
2510	0,02	0,34	0,1	0,44	0,44	1,0	0,05	2,37	0,4
2524	0,56 ^e	-0,15	-0,04	0,84 ^c	1,77	6,0	0,83 ^c	2,71	6,2
2542	0,36	1,26	-1,2	0,01	12,55	0,2	0,38	15,86	-1,9
3003	0,59 ^e	-0,46	0,2	0,04	2,51	1,0	0,08	2,21	1,34
3010	0,45	-0,32	-0,1	0,91 ^b	4,88	2,6	0,71 ^d	5,09	2,9
3024	0,56 ^e	0,47	-1,4	0,93 ^b	19,25	-13,8	0,95 ^b	19,38	-14,6
3042	0,62 ^e	1,46	-2,5	0,50	22,25	-7,5	0,73 ^c	23,35	-8,1
3503	0,52	2,98	0,8	0,55 ^e	-16,59	16,0	0,55 ^e	-13,76	16,0
3510	0,65 ^d	7,59	4,7	0,05	-10,84	4,0	0,25	-3,07	9,2
3524	0,24	18,36	1,7	0,08	-10,75	6,0	0,23	6,66	10,7
3542	0,12	27,30	-7,9	0,22	-6,88	13,8	0,08	20,17	5,8

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Los valores que toma **b** para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,53 varían entre $-13,8 \times 10^{-4}$, en la muestra 3024 (siendo el único valor negativo de todos los obtenidos) y $16,0 \times 10^{-4}$, en la muestra 353. De los datos de **b** se puede deducir que el aumento de la humedad favorece los procesos de nitración en las muestras de suelo incubadas a 10 y 20 °C a los 24 y 42 días de incubación; sin embargo, en las incubadas a las temperaturas de 30 y 35 °C es positiva cuando el tiempo de incubación es de 10 y 3 días, respectivamente, mientras que en las muestras incubadas durante más de 10 días a 30 °C, la humedad

determina que las cantidades de nitratos disminuyan en el suelo, tanto más cuanto mayor es la humedad del mismo.

El análisis del comportamiento de b a medida que transcurre el tiempo de incubación sólo se puede realizar en las incubaciones realizadas a 30 °C en las que, al igual que se ha reflejado para el amonio, en las muestras incubadas durante 10 días es positivo ($2,6 \times 10^{-4}$) mientras que en las incubadas durante 24 días es negativo ($-13,8 \times 10^{-4}$), indicando que el tiempo hace que al aumentar la humedad las formas nitrato disminuyan en el suelo.

Al igual que en las formas amoniacaes la mayoría de los valores obtenidos para el parámetro a son positivos pero son de mayor cuantía ya que llegan a ser próximos a la cantidad de 20 unidades (19,25 para la muestra 3024).

N-Ntinorg

El coeficiente de determinación (r^2) es superior a 0,53 (significativo a $p \leq 0,1$) en el 42% de los ensayos realizados, siendo el rango de variación de los mismos de 0,55 (muestra 353) a 0,99 (muestra 1042). El porcentaje de los ensayos para los que se han obtenido valores de r^2 dentro de este rango es: 25% de los realizados a las temperaturas de 20 y 35 °C; 50% de los realizados a la de 25 °C y 75% de los realizados a las temperaturas de 10 y 30 °C. Para los ensayos realizados a la temperatura de 15 °C se obtuvieron coeficientes de determinación inferiores a 0,53.

El parámetro b estimado para los ensayos con coeficiente de determinación superior a 0,53 toma valores comprendidos entre $-14,6 \times 10^{-4}$ (muestra 3024) y $16,0 \times 10^{-4}$ (muestra 353) (Tabla 5.87). Los valores de b negativos se corresponden con las muestras 3024 y 3042 y para las demás muestras con valores de $r^2 \geq 0,55$ (las incubadas a 10 °C desde los 10 hasta los 42 días, las de 20 °C con 42 días de incubación, las de 25 °C a los 3 y 24 días de incubación y las de 35 °C a los 3 días de incubación) el valor de b es positivo (Tabla 5.87). Por tanto, se repite el esquema observado y ya comentado para las formas de nitrato: el aumento de la humedad favorece los procesos de mineralización en las muestras de suelo incubadas a temperaturas inferiores a 30 °C durante períodos largos y en las incubadas a temperaturas iguales o superiores a 30 °C durante períodos cortos; en cambio, en las muestras incubadas más de 10 días a 30 °C la humedad hace que la mineralización de los compuestos de nitrógeno disminuya tanto más cuanto mayor es la humedad del mismo. Estos resultados son los que se podían esperar después de ver la evolución de las formas amoniacaes y nitratos en el suelo Prado.

El análisis de la variación de b a lo largo del tiempo de incubación puede apreciarse en las muestras incubadas a 10 y 30 °C con tiempos de incubación de 10, 24 y 42 días. En las muestras incubadas a 10 °C, b aumenta de $0,7 \times 10^{-4}$ a $5,9 \times 10^{-4}$ con el tiempo de incubación, es decir, que el tiempo favorece los procesos de mineralización de los compuestos de nitrógeno tanto más cuanto mayor es la humedad del suelo. Sin embargo,

en las muestras incubadas a 30 °C, **b** a los 10 días es positivo ($2,88 \times 10^{-4}$) y a los 24 y 42 días es negativo ($-14,6 \times 10^{-4}$ y $-8,10 \times 10^{-4}$, respectivamente), es decir, que el pasar de un tiempo corto de incubación (10 días) a un tiempo intermedio (24 días) determina que en lugar de aumentar la mineralización de los compuestos de nitrógeno con el aumento del grado de humedad del suelo, ésta pase a disminuir y tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad. Sin embargo, después de 42 días de incubación, si bien siguen disminuyendo las cantidades de formas inorgánicas de nitrógeno con la humedad, en relación con las de partida, la intensidad de la disminución es menor, disminuyendo cada vez menos, cuanto menor sea el contenido de humedad del suelo, ya que la sensibilidad es menor. Estos resultados podrían indicar que, la temperatura de incubación influye en la velocidad de los procesos de mineralización de modo que es mayor a 30 °C que a 10 °C.

El parámetro **a** puede ser positivo o negativo siendo su valor más bajo -13,76 (muestra 353) y el más alto 23,35 (muestra 3042). En los ensayos realizados a 30 °C se puede observar que aumenta a medida que aumenta el tiempo de incubación, estos resultados se podrían interpretar como que la dependencia del nivel de humedad del suelo para la formación de compuestos inorgánicos de nitrógeno es menor cuanto mayor es el tiempo de incubación a esta temperatura de 30 °C.

En resumen, esta relación permite explicar, en algunos casos, la dinámica de los compuestos de nitrógeno a lo largo del tiempo, pudiendo comparar lo que ocurre a temperaturas inferiores o iguales a 25 °C (por ejemplo 10 °C) y superiores (por ejemplo 30 °C), lo que aporta la posibilidad de plantear hipótesis sobre las posibles causas que podrían justificar los resultados experimentales obtenidos. Pero, como el porcentaje de ensayos que tienen ajustes con significación estadística es inferior al 50% para todas las formas de nitrógeno estudiadas y, por tanto, no constituye en sí un buen modelo para estudiar la influencia de la humedad en la dinámica de los compuestos de nitrógeno en el suelo Prado.

5.11.4.3. Suelo Cultivo-patata

N-NH₄⁺

El 38% tienen un coeficiente de determinación (**r**²) superior a 0,65, límite de la significación estadística $p \leq 0,1$; los valores que toma **r**² están comprendidos entre 0,66 (muestra 1024) y 0,99 (muestra 2542). Estos coeficientes se hallan en los ensayos siguientes: el 25% de los realizados a las temperaturas de 30 °C, el 50% de los de 10 y 15 °C y el 100% de los realizados a la temperatura de 25 °C. Para los ensayos realizados a 20 y 35 °C no se obtiene ningún ajuste con **r**² superior o igual a 0,65 ($p \leq 0,1$).

Para los ajustes estadísticamente significativos, el parámetro **b** toma valores comprendidos entre $-0,77 \times 10^{-4}$ y $0,21 \times 10^{-4}$, que se han obtenido para las muestras 3010 y 153 respectivamente (Tabla 5.88). Al observar los valores de **b** estimados para cada ensayo se puede comprobar que en 5 de ellos tiene valor positivo y en los 4 restantes es negativo. Por ello, según sean las condiciones de temperatura y tiempo de incubación, el aumento de

la humedad del suelo podrá favorecer el aumento de los compuestos amoniacales o bien su disminución y este aumento o disminución será, tanto más intenso cuanto mayor sea el grado de humedad del suelo, ya que la razón entre las sensibilidades S^{100} y S^{65} , esto es, para las muestras más húmedas y las más secas, es 1,5.

El estudio del parámetro b a lo largo del tiempo de incubación se puede realizar en los 4 ensayos realizados a 25 °C y en 2 de los realizados a 10 °C. En la incubación realizada a 25 °C se puede observar que inicialmente (3 días) b es negativo ($-0,14 \times 10^{-4}$), que de los 3 a los 10 días de incubación se hace positivo ($0,18 \times 10^{-4}$) y que desde los 10 hasta los 42 días de incubación casi se mantiene su valor, disminuyendo ligeramente (desde $0,18 \times 10^{-4}$ a $0,15 \times 10^{-4}$) con el tiempo de incubación. Por lo tanto, inicialmente el incremento de la humedad disminuiría la formación de compuestos amoniacales tanto más cuanto mayor es el grado de humedad del suelo. Una vez transcurridos los primeros días de incubación, el aumento de humedad del suelo favorecería la formación de compuestos amoniacales, tanto más cuanto mayor fuese el grado de humedad del suelo y a partir de los 10 días el proceso se mantiene, aunque se va ralentizando de forma suave a medida que aumenta el tiempo de incubación. En los ensayos realizados a 10 °C para 24 y 42 días de incubación, b es cada vez más negativo con el tiempo de incubación (de $-0,06 \times 10^{-4}$ pasa a $-0,14 \times 10^{-4}$), es decir, que cuanto mayor sea el tiempo de incubación menor es la formación de compuestos amoniacales y será tanto menor cuanto mayor sea la humedad del suelo.

Los valores que toma el parámetro a son inferiores a 1 pudiendo ser positivos, como en todas las muestras de las incubaciones realizadas a 15 y 30 °C, o negativos como en las muestras correspondientes a las temperaturas de incubación de 10 y 25 °C.

En general esta función resulta poco adecuada para poder explicar los resultados experimentales obtenidos para las formas amoniacales en el suelo Cultivo-patata, ya que se obtienen muy pocos ajustes significativos y la mayoría se dan en los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 30 °C.

N-(NO₃⁻)

El 58% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación (r^2) comprendido entre 0,67 y 1, que se han obtenido para las muestras 2542 y 1024 (Tabla 5.88). Se observa que el 25% de los ensayos realizados a 20 °C, el 50% de los realizados a 30 y 35 °C y el 75% de los realizados a 10, 15 y 25 °C tienen coeficientes de determinación (r^2) superiores a 0,65.

Los valores que toma b para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,65 varían dentro del rango $-6,34 \times 10^{-4}$ en la muestra 153 y $14,3 \times 10^{-4}$ en la muestra 2042. Los valores de b negativos corresponden tanto a muestras incubadas a menos como a más de 25 °C, pero siempre para tiempos de incubación cortos (10 días); para las muestras incubadas a 25 °C, los valores de b son siempre positivos. Por lo que parece que, en general, los procesos de nitración en el suelo Cultivo-patata dependen de manera importante de otros factores

además de la temperatura y la humedad, como pueden ser la disponibilidad de sustratos (formas amoniacales) para que puedan ser transformadas en nitratos.

Tabla 5.88.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH^2$, para las distintas formas de nitrógeno inorgánico ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo.

M	Nmin- NH_4^+			Nmin- NO_3^-			Nmin- N_{tinorg}		
	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$	r^2	a	$b \times 10^{-4}$
1003	0,62	-0,04	-0,30	1,00 ^a	-2,71	1,20	0,97 ^b	-1,29	0,50
1010	0,11	-0,30	0,03	1,00 ^a	2,00	-3,00	0,76 ^c	0,39	-1,20
1024	0,66 ^c	-0,15	-0,06	1,00 ^a	-1,92	4,90	1,00 ^a	-0,71	4,12
1042	0,98 ^a	-0,22	-0,14	0,17	4,10	0,10	0,79 ^d	2,97	1,03
1503	0,95 ^b	0,07	0,21	0,99 ^a	1,98	-6,30	1,00 ^a	2,56	-6,10
1510	0,49	-0,03	0,12	1,00 ^a	1,40	-3,90	0,93 ^b	2,13	-4,20
1524	0,70 ^c	0,00	0,16	0,59	-1,45	1,90	0,34	-1,24	2,60
1542	0,06	0,24	-0,10	0,97 ^b	-0,12	1,55	0,27	1,09	1,08
2003	0,58	0,03	-0,30	0,44	1,57	-2,30	0,76 ^c	1,99	-2,90
2010	0,25	-0,15	-0,10	0,19	-1,17	1,60	0,78 ^d	1,01	-0,80
2024	0,00	-	-	0,00	-5,03	0,00	0,33	0,57	2,50
2042	0,29	-0,04	-0,20	0,99 ^a	-8,68	14,30	0,37	4,42	0,49
2503	0,98 ^a	-0,22	-0,10	0,99 ^a	-4,18	4,70	0,65 ^c	-0,86	0,89
2510	0,86 ^d	-0,40	0,18	0,86 ^d	0,40	1,83	0,01	2,17	0,15
2524	0,70 ^c	-0,32	0,16	0,11	4,04	1,34	0,20	4,09	1,19
2542	0,99 ^a	-0,41	0,15	0,67 ^e	6,06	2,28	0,24	6,75	1,40
3003	0,53	0,49	-0,30	0,99 ^a	2,40	-5,90	0,95 ^b	2,93	-5,10
3010	0,74 ^c	0,87	-0,80	0,16	0,56	-1,20	0,20	1,44	-1,10
3024	0,01	0,11	-0,02	0,94 ^b	2,04	3,58	0,78 ^d	3,77	2,59
3042	0,00	0,23	0	0,13	3,54	5,04	0,18	4,26	6,01
3503	0,23	0,82	0,12	0,95 ^b	3,95	-5,30	0,96 ^b	4,33	-4,40
3510	0,05	1,98	0,58	0,90 ^c	-0,44	-2,50	0,22	3,16	-0,70
3524	0,37	5,18	-1,40	0,55	-5,05	6,80	0,13	6,06	2,52
3542	0,61	10,55	-5,30	0,08	-0,03	2,23	0,03	16,47	-2,10

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

El análisis del comportamiento de **b** a medida que transcurre el tiempo de incubación se puede realizar en las incubaciones realizadas a 10 °C desde los 3 hasta los 24 días, y en las realizadas a 15, 25 y 35 °C para tiempos cortos (10 días):

☞ En los ensayos realizados a 10 °C se observa que a los 3 días **b** es positivo ($1,20 \times 10^{-4}$), que a los 10 días es negativo ($-2,99 \times 10^{-4}$) y que a los 24 días vuelve a ser positivo ($4,90 \times 10^{-4}$); en consecuencia, parece que inicialmente el aumento de la humedad del suelo incrementa la nitración, al cabo de los 10 días de incubación la influencia es la contraria y pasados 24 días vuelve a incrementarse la nitración con el aumento de la humedad.

☞ En los ensayos realizados a 15 y 35 °C durante los 10 primeros días de incubación a medida que aumenta la humedad se produce una disminución, cada vez menor en el tiempo, de las formas nitratos en el suelo, siendo la disminución mayor a 15 que a 35 °C, ya que b para la muestra 153 es $-6,34 \times 10^{-4}$ y para la muestra 353 es $-5,34 \times 10^{-4}$, de igual manera sucede a los 10 días, aunque las diferencia entre las dos temperaturas son menores que a 15 °C.

☞ En los ensayos realizados a 25 °C sucede lo contrario, ya que el parámetro b es positivo durante los primeros 10 días de incubación, lo que significa que el incremento de la humedad del suelo incrementa las formas de nitratos en el mismo, bien porque se activa la nitración de modo que es superior a la inmovilización y a la desnitrificación o bien porque los nitratos no son movilizados.

Para estas formas de nitrógeno inorgánico, al igual que para las formas amonio, los valores del parámetro a pueden ser positivos o negativos, siendo más elevado el valor absoluto de los términos negativos que el de los positivos así los valores extremos son -8,68 (muestra 2042) y 6,06 (muestra 2542), de lo que se podría inferir que en el suelo Cultivo-patata los nitratos tienden a disminuir independientemente del nivel de humectación del suelo sobre todo a las temperaturas inferiores a 25 °C y a tiempos de incubación largos, sin embargo a las temperaturas de 25 y 30 °C las cantidades de nitratos tienden a aumentar con el tiempo para cualquier contenido en agua del suelo.

N-Ntinorg

El coeficiente de determinación r^2 es superior a 0,65 en el 50% de los ajustes, siendo su rango de variación de 0,65 (muestra 253) a 1 (muestra 153). El porcentaje de los ensayos para los que se han obtenido r^2 dentro de este rango es: 25% de los realizados a las temperaturas de 25 y 35 °C, 50% de los realizados a las de 15, 20 y 30 °C y 100% de los realizados a la temperatura de 10 °C.

El parámetro b estimado para los ensayos con coeficiente de determinación superior a 0,65 y, por tanto, con nivel de significación $p \leq 0,1$, toma valores comprendidos entre $-6,12 \times 10^{-4}$ (muestra 153) y $4,12 \times 10^{-4}$ (muestra 1024) (Tabla 5.88). Los valores de b negativos para aquellos ajustes donde $r^2 \geq 0,65$ se observan en todos los ensayos realizados a tiempos cortos (10 días) de incubación y para todas las temperaturas, salvo los correspondientes a los ensayos realizados a 10 °C y el de la muestra 253 (Tabla 5.88). Por tanto, salvo en los casos reseñados, el aumento de la humedad del suelo hace que la mineralización de los compuestos orgánicos de nitrógeno disminuya, tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad.

El estudio del parámetro b a lo largo del tiempo de incubación se puede hacer en los 4 ensayos realizados a 10 °C y en 2 de los realizados a las temperaturas 15 y 20 °C. En la incubación realizada a 10 °C se observa el siguiente comportamiento: a los 3 días de incubación el valor de b es $0,50 \times 10^{-4}$, a los 10 días es $-1,15 \times 10^{-4}$, a los 24 días es $4,12 \times 10^{-4}$

y a los 42 días, $1,03 \times 10^{-4}$. Como se puede comprobar sigue una evolución igual que la de las formas nitratos, aunque los valores de b son menores. En consecuencia, inicialmente (3 días) el aumento de la humedad produce incrementos de la mineralización, este efecto se invierte en los días siguientes (10 días); de los 10 a los 24 días, el aumento de la humedad vuelve a activar la mineralización y de los 24 a los 42 días el aumento de la humedad produce que la actividad mineralizante sea menor que en el período anterior.

En los casos de los ensayos realizados a 15 y 20 °C en el período de los 3 a los 10 días de incubación, b es negativo y aumenta con el tiempo (se hace menos negativo), es decir, que con el aumento de la humedad del suelo la mineralización disminuye pero con el tiempo esta disminución es menor, tanto más cuanto mayor es el grado de humedad. Ahora bien, si se toman en consideración los valores de b para los ensayos a ambas temperaturas, se puede observar que son menores (en valor absoluto) para los de la temperatura más alta (por ejemplo para 153 el valor es $-6,12 \times 10^{-4}$ y para 203 es $-2,93 \times 10^{-4}$), por lo que se podría pensar que en el suelo Cultivo-patata, el aumento de la humedad produce una disminución de las formas inorgánicas de nitrógeno, pero que el tiempo y la temperatura de incubación determinan que dicha disminución sea menor. Por tanto, la dinámica de los compuestos de nitrógeno estaría determinada, entre otros factores, por la temperatura, el tiempo de incubación y el grado de humedad del suelo.

En cuanto al parámetro a se puede observar en la tabla 5.88 que los valores positivos predominan sobre los negativos y que no son elevados ya que el valor máximo es 4,33 (muestra 353); en cuanto al valor negativo más extremo es -1,29 (muestra 103). Por consiguiente se podría decir que en el suelo Cultivo-patata predomina la tendencia a aumentar la cantidad de formas inorgánicas de nitrógeno para cualquier nivel de humedad del suelo.

Como resumen se puede decir que, esta relación tampoco es buena para poder explicar el conjunto de los datos experimentales obtenidos en los ensayos del suelo Cultivo-patata, sobre todo para las formas amoniacales. Para las formas nitratos permite explicar más del 50% de los datos y hacer algún estudio a lo largo del tiempo, pero la incubación realizada a 20 °C queda prácticamente excluida del análisis. En el caso del nitrógeno total inorgánico, las incubaciones realizadas a 25 y 35 °C tampoco tienen una buena explicación.

5.11.4.4. Comparación entre los tres suelos

Un resumen de los resultados obtenidos para los tres suelos de estudio, se muestra en la tabla 5.89 en la que se reflejan los porcentajes de los ajustes con significación superior a $p \leq 0,1$, las diferencias máximas de la sensibilidad, los valores extremos de las pendientes y el comportamiento de b_{mediat} a lo largo del tiempo de incubación, siendo b_{mediat} la media de las pendientes correspondientes a las correlaciones significativas, obtenidas para todas las temperaturas de incubación y para un mismo tiempo de incubación.

Tabla 5.89.- Cuadro-resumen de los parámetros obtenidos en los ajustes de los datos experimentales de las formas de nitrógeno N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg a la ecuación $\text{Nmin} = a+bH^2$ para los tres suelos.

<i>Suelo Robledal</i>	<i>Suelo Prado</i>	<i>Suelo Cultivo-patata</i>
S^{100} es 2,6 veces > que S^{39}	S^{100} es 2,5 veces > que S^{40}	S^{100} es 1,5 veces > que S^{65}
N-NH₄⁺		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 67% valores extremos de b : ■ $-1,1 \times 10^{-4}$ ■ 12×10^{-4} b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ días aumenta a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 38% valores extremos de b : ■ $-2,49 \times 10^{-4}$ ■ $4,7 \times 10^{-4}$ b_{mediat} : aumenta a $t \leq 10$ disminuye a $t = 24$ aumenta a $t = 42$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 38% valores extremos de b : ■ $-0,77 \times 10^{-4}$ ■ $0,21 \times 10^{-4}$ b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ aumenta a $t = 24$ disminuye a $t = 42$ días
N-NO₃⁻		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 58% valores extremos de b : ■ $-1,5 \times 10^{-4}$ ■ 13×10^{-4} b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ días aumenta a $t > 10$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 25% valores extremos de b : ■ -14×10^{-4} ■ 16×10^{-4} b_{mediat} : aumenta $t \geq 24$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 58% valores extremos de b : ■ $-6,3 \times 10^{-4}$ ■ 14×10^{-4} b_{mediat} : disminuye a $t \leq 10$ aumenta a $t \geq 24$ días
N-Ntinorg		
% de ajustes con $p \leq 0,1$: 83% valores extremos de b : ■ $-4,1 \times 10^{-4}$ ■ 17×10^{-4} b_{mediat} : aumenta con el tiempo	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 42% valores extremos de b : ■ -15×10^{-4} ■ 16×10^{-4} b_{mediat} : disminuye a $t \leq 24$ aumenta a $t = 42$ días	% de ajustes con $p \leq 0,1$: 50% valores extremos de b : ■ $-6,1 \times 10^{-4}$ ■ $4,1 \times 10^{-4}$ b_{mediat} : aumenta a $t \leq 24$ disminuye a $t = 42$ días

La ecuación cuadrática incompleta proporciona una buena explicación (83%) de los resultados experimentales obtenidos para las formas de nitrógeno inorgánico total en el suelo Robledal y en un porcentaje menor los datos obtenidos para las formas amoniacales y nitratos en este mismo suelo, así como los correspondientes a los de nitratos del suelo Cultivo-patata. Para el resto de los datos relacionados con la dinámica de los compuestos inorgánicos de nitrógeno el porcentaje de explicación no supera al 50% de los mismos.

Los resultados obtenidos llevan a pensar que el aumento del nivel de humectación del suelo podría inducir tanto un aumento de todas las formas de nitrógeno inorgánico como una disminución de las mismas en los tres suelos, pero el mayor incremento de las formas amonio y de nitrógeno inorgánico total tendría lugar en el suelo Robledal, mientras que el mayor incremento de las formas nitrato se produciría en el suelo Prado. Los menores aumentos de las formas inorgánicas de nitrógeno se producirían en el suelo Cultivo-patata. En los casos en que la humedad induce una disminución, ésta siempre será de menor rango que en los casos en que favorece su formación, siendo en el suelo Prado donde tendrían lugar las máximas disminuciones de las formas inorgánicas de nitrógeno y las menores disminuciones de los nitratos y del nitrógeno inorgánico total se desarrollarían en el suelo Robledal, pero la de las formas amoniacales sería en el Cultivo-patata.

5.11.5. Función cuadrática completa: $N_{min} = a + b H + c H^2$ (parábolas de vértices (H_v , N_{min_v}))

5.11.5.1. Introducción

La representación gráfica de esta relación da lugar a una gran diversidad de parábolas en función de los valores que tomen b y c , dependiendo de si ambos son del mismo signo, bien positivo o bien negativo, o de si son de signos opuestos, lo que da lugar a una gran complejidad en la explicación de los resultados obtenidos. Por ello, para poder realizar el estudio de la influencia de la humedad sobre la mineralización de los compuestos de nitrógeno, se hace necesario calcular el valor de la humedad en la abscisa del vértice de la parábola (H_v); dicho valor se halla igualando a cero la derivada primera de la ecuación de la curva, por lo que $H_v = -b/2c$.

En los casos en que b y c sean del mismo signo, H_v se corresponderá con un valor inferior a cero, es decir, fuera del rango de humedades considerado dado que este estudio se limita al rango de humedades comprendidas entre el 39% y el 100% c.c.. Además, como el parámetro c indica el tipo de curvatura, si es positivo la curva es convexa y por consiguiente la rama de la parábola será ascendente en dicho rango de humedades, para cualquier el valor de la ordenada en el origen (a) y en el caso de que c sea negativo la curva es cóncava, por lo que la rama de la parábola será descendente, para cualquier valor de a , para el rango de humedades considerado. En los casos en que b y c sean de signo opuesto, H_v tendrá un valor superior a cero, por lo que podrá estar situado tanto fuera como dentro del rango de humedades consideradas. En el caso de que la humedad de la abscisa del vértice de la parábola fuese superior al valor de 100% c.c. el comportamiento de la curva, inverso al anterior, no varía dentro del ámbito de estudio. Pero en el segundo caso, H_v tendría un valor comprendido entre 39% y 100% c.c. e implicaría que se invirtiese el sentido del crecimiento de las ramas de las parábolas a partir de H_v , lo que conllevaría que la influencia de la humedad sobre los procesos de mineralización sería distinta a humedades superiores o inferiores a las determinadas para la abscisa del vértice de la parábola. Las situaciones podrían ser, por tanto, las siguientes:

☞ c positivo y b negativo, para cualquier valor de a (positivo o negativo), la curva es siempre decreciente hasta H_v y después sería creciente, es decir, que la influencia de la humedad sobre los procesos de mineralización sería negativa cuando el grado de humedad del suelo fuese inferior a la humedad indicada por la abscisa del vértice de la parábola y tanto más cuanto más próxima a H_v , es decir cuanto mayor fuese. La influencia de la humedad sería positiva cuando el grado de humedad del suelo fuese superior a la humedad de la abscisa del vértice de la parábola, tanto más cuanto mayor fuese.

☞ c negativo y b positivo, para cualquier valor de a (positivo o negativo), la curva es siempre creciente hasta H_v y después sería decreciente. Por tanto, en estos casos la influencia de la humedad sobre los procesos de mineralización sería positiva cuando el grado de humedad del suelo fuese inferior a la del vértice de la parábola y tanto más cuanto

más próxima a él y la influencia de la humedad sería negativa cuando el grado de humedad del suelo fuese superior a la humedad de la abscisa del vértice, tanto más cuanto mayor fuese.

De igual modo la derivada primera de la relación permite el estudio de la sensibilidad, ($S = b + 2cH$), cuyo valor y signo indicarán el crecimiento de la curva; así, si es positiva será creciente, si es negativa será decreciente y si es igual a cero será constante. Por ello, en el vértice la sensibilidad será cero y a humedades equidistantes a ambos lados de él, las *sensibilidades* serán de igual valor pero de signo opuesto.

5.11.5.2. Suelo Robledal

N-NH₄⁺

El 92% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 y, por tanto, significativos al nivel $p \leq 0,1$ pudiendo tomar valores que están comprendidos entre 0,65 (muestra 2542) y 1 (varias muestras) (Tabla 5.90). Estos coeficientes significativos se hallan en los ensayos siguientes: en el 75% de los realizados a las temperaturas de 20 y 30 °C y en el 100% de los realizados a las temperaturas de 10, 15, 25 y 35 °C.

El parámetro b toma valores comprendidos entre -0,130 y 0,700, que se han obtenido para las muestras 3524 y 3542, respectivamente, (Tabla 5.90). Al observar los valores de b estimados para cada ensayo, se puede comprobar que toma valores positivos para el 100% de los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C, y para el 67% de los realizados a temperaturas iguales o superiores a 25 °C, ya que tiene valores negativos en las muestras 253, 3024 y 3524 (Tabla 5.90).

El estudio del parámetro b a lo largo del tiempo de incubación se puede realizar en prácticamente todas las incubaciones, pudiéndose observar que su valor aumenta con el tiempo de incubación a las temperaturas de 10, 20 y 25 °C; en el caso de los realizados a 15 °C disminuye en el período de 3 a 10 días y aumenta de 10 a 42 días; a la temperatura de 30 °C disminuye de los 3 a los 24 días, a los 24 es negativa y es positiva a los 42 días; en las incubaciones a 35 °C aumenta en el período de 3 a 10 días, disminuye de los 10 a los 24 días pasando de valores positivos a negativos y aumenta a valores positivos del día 24 al 42. Por tanto, en general, a temperaturas inferiores a los 25 °C, b aumenta con el tiempo de incubación, mientras que a temperaturas superiores a 25 °C, se observa una gran diversidad en los datos obtenidos, por lo que no se manifiesta una tendencia clara del comportamiento a lo largo del tiempo.

El parámetro c toma valores comprendidos entre $-42,75 \times 10^{-4}$ (muestra 3542) y $13,10 \times 10^{-4}$ (muestra 3524). Tiene valores negativos para prácticamente el 100% de los ensayos realizados a 10 °C, para el 75% de los ensayos realizados a 15, 20 y 35 °C, para el 50% de los realizados a 30 °C y para el 25% de los ensayos realizados a 25 °C, mientras que tiene valores positivos para el 75% de los ensayos a 25 °C y el 25% de los realizados a

15, 30 y 35 °C. Por tanto, se puede concluir que para la mayoría de los ensayos realizados a temperaturas tanto inferiores como superiores a 25 °C el valor de c es negativo, mientras que para los realizados a 25 °C es positivo (Tabla 5.90).

El parámetro c varía a lo largo del tiempo de incubación de la manera siguiente: su valor absoluto sólo aumenta de forma clara desde el inicio hasta el final de la incubación, en los ensayos realizados a 10 y 20 °C. Aumenta, también, hasta los 24 días de incubación en los ensayos realizados a 30 y a 35 °C; sin embargo, a estas temperaturas disminuye para tiempos de incubación superiores a los 24 días. En los ensayos realizados a 25 °C, aumenta hasta el día 10 de incubación y disminuye a partir de dicho día hasta el final de la incubación. En los ensayos realizados a 15 °C disminuye (en valor absoluto) hasta el día 10, aumenta en el período de 10 a 24 días y vuelve a disminuir en el período de 24 a 42 días. Por tanto, se puede concluir que, salvo para los ensayos realizados a 15 °C, c aumenta con el tiempo si el período de incubación es corto (10 días) y a partir de este momento el comportamiento es muy variable, no pudiendo justificarse en función de la temperatura de incubación (Tabla 5.90).

Por tanto, considerando los resultados obtenidos se puede llegar a las siguientes deducciones:

☞ En general para la mayoría de los ensayos realizados a las distintas temperaturas de incubación, excepto para los realizados a 25 °C, los valores de b son positivos y los de c son negativos, mientras que para los de 25 °C tanto b como c son positivos. En consecuencia, para todas las temperaturas excepto para 25 °C, las curvas serán crecientes, para cualquier valor de a , hasta H_v y a partir de este valor serán decrecientes. Es decir, que la influencia de la humedad será positiva para los procesos de amonificación siempre y cuando el grado de humedad del suelo esté por debajo del valor de la humedad del vértice de la parábola y tanto más cuanto más alejada esté de él, mientras que por encima de dicho valor será negativa, y tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad. Sin embargo, para la incubación de 25 °C al ser b y c positivos la curva es siempre creciente para cualquier valor de a , es decir, que la humedad favorece los procesos de amonificación tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad del suelo.

☞ El valor medio de H_v (H_{vm}) para los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C es 82% c.c., exceptuando los ensayos para los que el valor de c es pequeño (muestras 1510 y 1524) o bien cuando las diferencias entre b y c son marcadas (muestra 1542). Por tanto, el aumento del grado de humedad del suelo por encima del 82% c.c. hasta el 100% c.c. provocaría una disminución, tanto mayor cuanto mayor sea el grado de humedad en el suelo, de las formas de amonio como consecuencia bien de una menor mineralización de los compuestos orgánicos de nitrógeno o bien por el incremento de la pérdida de las formas amoniacales. En el rango de humedades del 39% hasta el 82% c.c. habría un incremento del amonio debido a que o bien, aumentaría la mineralización, tanto más cuanto mayor fuese el contenido de humedad del suelo, pudiendo dar lugar a que se acumulasen formas

amoniacaes en él, o bien se ralentizaría la disminución o pérdida de dichas formas a medida que el contenido de humedad se incrementara desde el 39% hasta el 82% c.c.

Para poder precisar más, es conveniente determinar si la parábola resultante de los valores medios está en el primero o en el cuarto cuadrante, para lo que es necesario saber el valor de la ordenada en el origen (a_m) y el valor de la ordenada en el vértice ($Nmin_{vm}$) que indica, al ser en este caso la parábola cóncava, el valor máximo que puede alcanzar la ordenada. Por ello se calcula la expresión resultante para esta hipotética parábola que sería

$$Nmin_m = -3,05 + 0,13 H - 7,68 \times 10^{-4} H^2 \quad (1)$$

en cuyo caso el valor medio de a (a_m) es $-3,05 \text{ mg kg}^{-1}$ por lo que la curva parte del cuarto cuadrante, siendo la cantidad de formas amoniacaes en el origen (0% c.c.) menor que la cantidad de partida. Por otra parte el valor de $Nmin_{vm}$ se calcula mediante la expresión ($a_m - b^2/4c = Nmin_{vm}$) resultando que la cantidad máxima acumulable de formas amoniacaes en el suelo, sería $2,45 \text{ mg kg}^{-1}$. Este resultado indica, además de que el vértice de la parábola está situado en el primer cuadrante, que en el intervalo de humedad de 0% a 83% c.c. la potencialidad de acumulación de las formas amoniacaes en el suelo, sería de $5,50 \text{ mg kg}^{-1}$.

☞ Ante estos resultados surge la pregunta de cuál será la humedad a partir de la cual la mineralización neta es positiva, hecho que se produciría a partir del grado de humedad en el que el contenido de formas amoniacaes es cero ($Nmin_m = 0$). La respuesta vendrá dada por la resolución de la ecuación (1), de este modo se obtiene que cuando el grado de humedad del suelo sea del 29% c.c. y del 137% c.c. la ordenada será cero, es decir, no hay formas amoniacaes en el suelo. En este análisis sólo se considerará el valor del 29% c.c. ya que el de 137% c.c. supera el extremo superior (100 %c.c.) del rango de humedades considerado. En consecuencia, en el rango de humedades considerado en este estudio, del 39% al 100% c.c., la influencia de la humedad será positiva sobre los procesos de amonificación de los compuestos de nitrógeno y, por tanto, en la formación de compuestos amoniacaes, de tal forma que siempre estarán presentes en el suelo, acumulándose tanto más cuanto más se aproxime el contenido de humedad al 83% c.c. y, una vez superado este nivel de humedad, las formas amoniacaes disminuirán en el suelo, bien por un déficit de la mineralización o por un aumento de su movilización.

☞ Debido a la gran variabilidad de los datos el estudio de la *sensibilidad* solo se realizará, para el valor medio de las humedades de las abscisas en los vértices de las parábolas (H_{vm}) correspondientes a los ensayos de temperatura inferior a 25°C y se determinará su variación cuando el grado de humedad del suelo sea un 10% inferior o superior a H_{vm} . Así, se comprueba que la *sensibilidad* en el vértice (S^{83}) es 0; de igual manera los valores de (S^{732}) y (S^{93}) son 0,01 y -0,01 respectivamente; como se puede observar las sensibilidades son de signo opuesto pero de igual valor absoluto.

☞ Para los ensayos realizados a temperaturas igual o superiores a 25°C hay una gran variabilidad en los datos obtenidos al determinar los valores de H_v , como consecuencia de

las variaciones de los parámetros b y c a lo largo del tiempo de incubación, lo que impide el poder realizar un estudio en conjunto del comportamiento, salvo de forma aislada o concreta de cada ensayo, lo que no aportaría datos para realizar un estudio global de la influencia de la humedad en los procesos de amonificación.

Tabla 5.90.- Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a+bH+cH^2$ para las formas amoniacales ($N-NH_4^+$) y a los niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo para los suelos Robledal y Prado.

M	<i>Suelo Robledal</i>				<i>Suelo Prado</i>			
	r^2	a	b	$c \times 10^{-4}$	r^2	a	b	$c \times 10^{-4}$
1003	0,79 ^c	-2,30	0,071	-4,6	0,92 ^b	1,14	-0,016	0,6
1010	0,99 ^a	-2,57	0,103	-6,6	0,12	0,38	-0,007	0,7
1024	0,99 ^a	-3,39	0,150	-8,2	0,90 ^c	-0,51	0,012	-0,8
1042	1,00 ^a	-8,62	0,373	-21,2	0,92 ^b	-0,26	0,007	-0,6
1503	0,93 ^b	-3,27	0,094	-5,6	0,31	-0,33	-0,003	0,2
1510	1,00 ^a	-1,63	0,054	-0,6	0,21	-0,47	0,005	-0,4
1524	0,99 ^a	-1,48	0,076	0,5	0,00	-	-	-
1542	0,99 ^a	-3,06	0,130	-2,4	0,10	-0,63	0,005	-0,4
2003	0,68 ^d	-0,46	0,038	-2,5	0,98 ^a	0,01	-0,003	0,6
2010	0,92 ^b	-0,95	0,064	-3,2	0,49	0,13	0,001	-0,2
2024	0,86 ^c	-2,80	0,133	-9,5	0,31	-0,003	0,006	-0,4
2042	0,91 ^b	-11,60	0,532	-9,5	0,97 ^a	0,63	-0,002	-0,1
2503	0,99 ^a	1,00	-0,011	-0,3	0,72 ^d	-0,37	0,017	-0,9
2510	0,76 ^c	1,32	0,0002	2,5	0,08	-0,35	0,021	-1,4
2524	0,67 ^d	-0,22	0,087	2,3	0,98 ^a	-0,03	-0,004	0,2
2542	0,65 ^d	0,44	0,156	0,8	0,93 ^b	6,23	-0,155	9,7
3003	0,45	0,63	0,071	-3,7	0,99 ^a	0,005	-0,014	1,2
3010	0,84 ^c	4,44	0,062	-2,1	0,88 ^c	0,11	-0,013	0,8
3024	0,77 ^c	12,09	-0,005	4,9	0,98 ^a	4,34	-0,121	7,1
3042	0,97 ^a	8,72	0,213	-8,0	0,98 ^a	7,63	-0,192	11,0
3503	0,90 ^c	0,53	0,116	-6,5	0,74 ^d	4,56	-0,049	4,2
3510	1,00 ^a	-8,63	0,405	-19,8	0,69 ^d	3,88	0,116	-3,4
3524	1,00 ^a	18,89	-0,130	13,1	1,00 ^a	27,86	-0,296	22,5
3542	0,85 ^c	-0,40	0,700	-42,8	0,83 ^c	89,88	-1,948	129,4

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

N-NO₃⁻

El 88% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 ya que, los valores de este coeficiente están comprendidos entre 0,57 y 0,99, que se han obtenido para las muestras 1510 y 2024 (Tabla 5.94). Se puede observar que el 50% de los ensayos realizados a 20 °C; el 75% de los de 35 °C; y el 100% de los realizados a 10, 15,

25 y 30 °C tienen coeficientes de determinación (r^2) superiores a 0,53 y, por tanto, son significativos al nivel $p \leq 0,1$.

Los valores que toma b para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,53 varían dentro del rango -0,40 (en la muestra 2542) y 0,26 (en la muestra 1042). Tienen valores de b negativos el 100% de los ensayos realizados a 20, 30 y 35 °C; el 75% de los de 10 °C y el 50% de los de 15 y 25 °C, mientras que tiene valores positivos para el 50% de los de 25 y 15 °C y para el 25% de los realizados a 10 °C (Tabla 5.94).

Al igual que en el apartado de formas amoniacaes, el estudio del parámetro b a lo largo del tiempo de incubación se puede realizar en prácticamente todas las incubaciones, pudiéndose observar (Tabla 5.94) que su valor:

☞ Aumenta cuando el tiempo de incubación es corto (10 días), salvo cuando las temperaturas son de 20 y 35 °C; este aumento se mantiene hasta los 24 días en las incubaciones de 15 y 25 °C y para las incubaciones de 10 y 30 °C vuelve a aumentar en el período de 24 a 42 días. Y en las incubaciones realizadas a 20 °C aumenta desde el día 24 hasta el final (42 días).

☞ Disminuye en las incubaciones realizadas a 35 °C desde el inicio hasta el final de las mismas, en las de 10 y 30 °C durante el período de 10 a 24 días y en las de 15, 20 y 25 °C desde el día 24 al 42 de incubación.

Por tanto, de modo general, cuando el tiempo de incubación no es superior a 10 días b aumenta con el tiempo de incubación, para cualquier temperatura de incubación salvo la de 35 °C que tiene un comportamiento diferenciado.

El parámetro c toma valores comprendidos entre $-17,60 \times 10^{-4}$ (muestra 1042) y $33,0 \times 10^{-4}$ (muestra 2542). Tiene valores positivos para el 100% de los ensayos realizados a 30 °C; para el 75% de los ensayos a 10, 25 y 35 °C; y para el 50% de los realizados a 15 y a 20 °C. Tiene valores negativos para el 25% de los ensayos realizados a 10 y 25 °C; y el 50% de los realizados a 15 °C. Por tanto, se puede concluir que para la mayoría de los ensayos realizados el valor de c es positivo (Tabla 5.94). El parámetro c varía a lo largo del tiempo de incubación de la manera siguiente:

☞ Disminuye en todos los ensayos realizados, con excepción de los de 35 °C, durante los 10 primeros días de incubación, en algunos casos como 15 y 25 °C sigue disminuyendo hasta los 24 días y en los ensayos realizados a las temperaturas de 10 y 30 °C, después de un período de aumento, vuelve a disminuir en el período de 24 a 42 días.

☞ Aumenta desde el inicio hasta el final de la incubación en las incubaciones realizadas a 35 °C, desde los 24 a los 42 días de incubación a 20 °C y durante el período de 10 a 24 días en los ensayos realizados a 10 y 30 °C.

En consecuencia se puede decir que, al igual que el parámetro b , cuando el tiempo de incubación no es superior a 10 días, c disminuye con el tiempo de incubación para cualquier temperatura de incubación, salvo la de 35 °C que tiene un comportamiento diferenciado.

Teniendo en cuenta estos resultados se puede concluir que, para la mayoría de los ensayos realizados a las distintas temperaturas de incubación predominan los valores de b negativos y los de c positivos. En consecuencia, para todas las temperaturas predominan las curvas convexas y decrecientes para cualquier valor de a hasta H_v y a partir de este valor serán crecientes, es decir, que la influencia de la humedad será negativa para los procesos de nitración siempre y cuando el grado de humedad del suelo esté por debajo del valor de la humedad de la abscisa del vértice de la parábola, tanto más cuanto más próxima a él, y por encima de dicho valor será positiva, tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad.

Para poder realizar el estudio de este comportamiento se hace necesario calcular los valores de H_v para cada ensayo, (Tabla 5.92). En dicha tabla, se puede observar la gran variabilidad existente en los datos obtenidos; no obstante, se puede considerar un cierto grado de similitud entre los resultados obtenidos a 30 y 35 °C y de los ensayos realizados a 10 °C entre sí. Considerando dichas similitudes se propone una parábola hipotética de valores medios (exceptuando la muestra 303 por tener un valor de H_v muy diferente del resto de los valores obtenidos), para los ensayos realizados a temperaturas superiores a 25 °C, resultando ser:

$$Nmin_m = 5,03 - 0,14 H + 18,80 \times 10^{-4} H^2 \quad (2)$$

Para esta ecuación el valor de H_{vm} es 35% c.c. que no coincide con el valor medio (81% c.c.) de las abscisas de los vértices correspondientes (Tabla 5.92) debido, como se ha comentado anteriormente, a la gran discrepancia que existe entre los datos. Al tomar como base para el análisis del comportamiento de las formas nitrato a la ecuación (2), se deduce que el aumento del grado de humedad del suelo por encima del 35% c.c. hasta el 100% c.c. provocaría un aumento, tanto mayor cuanto mayor sea el grado de humedad en el suelo, de las formas nitrato como consecuencia de una mayor nitración de los compuestos amoniacales o de una disminución de la pérdida de las formas nitrato, por tanto el rango de temperaturas de ensayo se corresponde con la rama ascendente de esta parábola hipotética (Figura 5.115).

Como a_m es positiva, la parábola está en el primer cuadrante en sentido descendente, además su valor indica que en el suelo seco (0% c.c.) el contenido de nitratos del suelo es de 5,03 mg kg⁻¹ de suelo más que el valor de partida. Esta cantidad va disminuyendo hasta llegar al valor mínimo ($Nmin_{vm}$) que es 2,42 mg kg⁻¹, valor que indica que en el suelo Robledal incubado a temperaturas de 30 y 35 °C siempre hay nitratos en el suelo en el rango de humedades de este estudio, ya que la parábola nunca llega a cortar al eje de abscisas. Además, a partir del 35% c.c., como ya se ha dicho, la cantidad de nitratos

aumentaría, es decir se acumularían, tanto más cuanto mayor fuese el grado de humedad del suelo, por lo que se puede decir que los procesos de nitración se incrementan con la humedad del suelo (Figura 5.116).

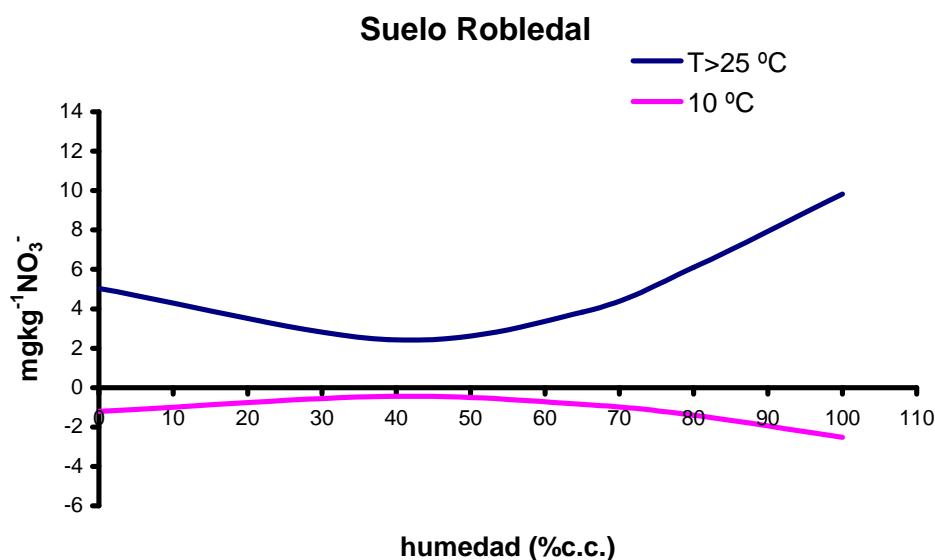


Figura 5.116.- Parábolas $N_{min} = a + bH + cH^2$ teóricas para las formas nitrato correspondientes a las temperaturas superiores a 25 y a 10 °C del suelo Robledal.

En el caso de la temperatura de 10 °C, la parábola que englobaría a los valores medios sería:

$$N_{min_m} = -1,20 + 0,04 H - 5,33 \times 10^{-4} H^2 \quad (3)$$

En consecuencia, la curva situada en el cuarto cuadrante es cóncava, es decir de ramas descendentes a partir del vértice de la parábola. Por tanto, cuando la humedad del suelo fuese del 0% c.c. habría un déficit de nitratos de $-1,20 \text{ mg kg}^{-1}$, en relación a las cantidades de partida y a medida que aumentase la humedad del suelo la disminución sería menor, es decir, la nitración aumentaría hasta la humedad de la abscisa del vértice (H_{vm}) cuyo valor es 55% c.c., punto en el que el valor de la ordenada es máximo ($N_{min_{vm}}$) siendo en este caso de $-0,45 \text{ mg kg}^{-1}$. A partir del 55% c.c. las cantidades de nitratos volverían a disminuir, bien porque la humedad creciente favoreciese la pérdida de nitratos, o bien porque los procesos de nitración disminuyan al ir aumentando la humedad del suelo. Por lo tanto, la curva no llega a cortar al eje de abscisas, es decir, está en el cuarto cuadrante y, en consecuencia en el rango de humedades de estudio, del 39% al 100% c.c., las cantidades de nitratos serán menores que las de partida y tanto menores cuanto mayor sea la humedad del suelo hasta el 55% c.c., bien porque las pérdidas son mayores que el nitrato que se produce, o bien porque la nitración no se ve favorecida por la humedad del suelo, o por ambas cosas a la vez. Y a partir del 55% c.c. aumentarán (Figura 5.116).

Al igual que en las formas amoniacales, debido a la gran variabilidad de los datos el estudio de la *sensibilidad* solo se realizará para el valor medio de las humedades de las abscisas en los vértices de las parábolas (H_{vm}) correspondientes a los ensayos de temperatura inferior a 25 °C y se determinará su variación cuando el grado de humedad del suelo sea un 10% inferior o superior a H_{vm} . De este modo la sensibilidad en el vértice (S^{55}) es cero y para S^{45} y S^{65} son 0,01 y -0,01, respectivamente. Teniendo en cuenta estos resultados y comparándolos con los obtenidos para las formas amoniacales, se puede concluir que la sensibilidad es prácticamente la misma para ambas formas de nitrógeno.

N-Ntinorg

El 96% de los ajustes tienen un coeficiente de determinación r^2 superior a 0,53 ($p \leq 0,1$), tomando valores que están comprendidos entre 0,60 (muestra 3024) y 1 (muestra 3510). Estos coeficientes se hallan en el 75% de los ensayos realizados a la temperatura de 30 °C y en el 100% de los realizados a las temperaturas de 10, 15, 20, 25 y 35 °C (Tabla 5.97).

Los valores que toma b para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,53 varían dentro del rango -0,24 (en la muestra 3024) y 0,63 (en la muestra 1042). Tienen valores de b positivos el 100% de los ensayos realizados a 10, 15, 20 y 35 °C, el 75% de los de 25 °C y el 33% de los de 30 °C. Y tiene valores negativos el 25% de los realizados a 25 °C y el 67% de los realizados a 30 °C (Tabla 5.97).

El estudio del parámetro b a lo largo del tiempo de incubación, al igual que sucedía en los casos de las formas amoniacales y nitratos, se puede realizar en prácticamente todas las incubaciones, pudiéndose observar que su valor:

☞ Aumenta con el tiempo en las incubaciones realizadas a temperaturas inferiores a 25 °C y en las realizadas a temperaturas superiores a 25 °C cuando el tiempo de incubación es largo, es decir, igual o superior a los 24 días; además, también aumenta en el caso de las incubaciones a 35 °C, en el período de 3 a 10 días y en las de 25 °C en el período de 10 a 24 días.

☞ Disminuye a 25 °C durante los períodos inicial y final, es decir, de 3 a 10 y de 24 a 42 días de incubación; a 30 °C de 10 a 24 días y a 35 °C de 10 a 24 días.

Por tanto, b aumenta con el tiempo de incubación en los ensayos realizados a temperaturas inferiores 25 °C y tiene un comportamiento variable en los realizados a temperaturas iguales o superiores a 25 °C.

El parámetro c toma valores comprendidos entre $-39,0 \times 10^{-4}$ (muestra 1042) y $33,8 \times 10^{-4}$ (muestra 2542) y tiene valores negativos para el 100% de los ensayos realizados a 10, 15 y 20 °C, para el 75% de los ensayos a 35 °C, para el 50% de los realizados a 25 °C y para el 33% de los de 30 °C. Este parámetro es positivo para el 50% de los ensayos realizados a 25 °C, el 67% de los de 30 y el 25% de los de 35 °C (Tabla 5.97).

La variación del parámetro c a lo largo del tiempo de incubación también se puede analizar en la mayoría de los ensayos realizados, pudiendo observarse que (Tabla 5.97):

☞ Aumenta cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) en los ensayos realizados a 15, 20, 25, 30 y 35 °C; en el caso de 30 y 35 °C sigue aumentando hasta el día 24 y en el ensayo a 10 °C, aumenta desde el día 10 hasta el día 42; sin embargo, a 15 °C vuelve a aumentar en el período final de la incubación, es decir, del 24 al día 42.

☞ Disminuye cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) en los ensayos de la temperatura de 10 °C. Cuando el tiempo de incubación es intermedio (del día 10 al 24) en los ensayos realizados a las temperaturas de 15 y 25 °C; en los realizados a 20 °C desde el día 10 de incubación hasta el día 42 y en los realizados a 30 y 35 °C desde el día 24 al 42.

Por tanto, c tiene un comportamiento muy variable a lo largo del tiempo para las distintas temperaturas, por lo que no se puede establecer una tendencia determinada en función de las temperaturas de incubación.

Del análisis de los parámetros b y c se puede llegar a concluir que para todos los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C y para la mayoría de los de 35 °C, b es positivo y c es negativo, por lo que las parábolas de todos ellos serán cóncavas y por tanto de ramas descendentes, siendo crecientes hasta el valor del vértice (H_v) y decrecientes a partir del mismo; ello implica que el aumento de la humedad hasta el valor de la abscisa del vértice de la parábola favorecería la mineralización de los compuestos de nitrógeno y produciría el efecto contrario cuando el grado de humedad del suelo sea superior a la de dicho vértice. Casi todas las humedades calculadas para las abscisas de los vértices medios (H_{vm}) de las parábolas de estos ensayos son superiores a las comprendidas en este estudio (39% a 100% c.c.), como se puede apreciar en la siguiente tabla 5.91.

Tabla 5.91.- Valores medios que alcanza la humedad en la abscisa del vértice de la parábola resultante correspondiente a los ensayos realizados a 10, 25 y 30 °C.

Temperatura	10 °C	25 °C	30 °C
H_{vm}	129% c.c.	241% c.c.	143% c.c.

Como se puede observar en la tabla anteriormente citada (5.91), la abscisa del vértice queda fuera del rango de humedades experimentales, lo que indica que en todos los casos la rama de la parábola es ascendente y, por tanto, el aumento de la humedad favorece la formación de formas de nitrógeno inorgánico, tanto más cuanto mayor sea el grado de humedad del suelo, no llegando a alcanzar el valor potencial máximo de las cantidades de tales formas en el suelo.

Además, la ordenada en el origen (0% c.c.) para los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C es negativa y con tendencia a disminuir con el tiempo de incubación (Tabla 5.94).

Teniendo en cuenta el valor de H_{vm} , de la ordenada en el origen y el comportamiento de las curvas se calcula el valor de la humedad del suelo a partir de la cual la mineralización neta es positiva. Para ello se hallan la media de las ordenadas ($Nmin_m$) y de los parámetros b y c , con el fin de obtener la ecuación de las parábolas correspondientes para cada temperatura de incubación, resultando ser las siguientes:

- para 10 °C, $Nmin_{m10} = -5,62 + 0,22 H - 12,20 \times 10^{-4} H^2$ (4)

- para 15 °C, $Nmin_{m15} = -2,56 + 0,11 H - 2,75 \times 10^{-4} H^2$ (5)

- para 20 °C, $Nmin_{m20} = -2,50 + 0,13 H - 5,48 \times 10^{-4} H^2$ (6)

En base a estos datos las formas de nitrógeno inorgánico disminuirían en el suelo Robledal seco (0% c.c.), 5,62 mg kg⁻¹ a 10 °C, 2,56 mg kg⁻¹ a 15 °C y 2,50 mg kg⁻¹ a 20 °C, en relación a las cantidades iniciales. El grado de humedad a partir del cual la mineralización neta sería positiva es 19% c.c. para 10 °C; 20% c.c. para 15 °C; y 18% c.c. para 20 °C. Por tanto, para estas temperaturas la mineralización neta siempre es positiva en el rango de humedades experimentales.

Además, como se puede comprobar (Tabla 5.94), el aumento de la temperatura de incubación produce una disminución del déficit de formas de nitrógeno inorgánico en los suelos secos (0% c.c.). Este efecto se manifiesta todavía más cuando se analizan las ordenadas en el origen de los ensayos realizados a 35 °C de temperatura, para los que a_m tiene un valor de 6,46 mg kg⁻¹, por lo que se pasa de valores negativos a positivos, es decir, no solo disminuye la pérdida sino que se acumulan formas de nitrógeno inorgánico en el suelo seco incubado a 35 °C, que podrían ser el resultado de una mineralización más activa.

En el caso de las incubaciones realizadas a temperaturas superiores a 25 °C, en la mayoría de los ensayos la ordenada en el origen es positiva, por lo que la mineralización neta sería positiva para el rango de humedades estudiadas.

Como los valores obtenidos no permiten realizar un estudio medio o global de los procesos, se determinarán las sensibilidades cuando el grado de humedad del suelo sea mínimo (S^{39}) y máximo (S^{100}) para conocer su variación máxima. Además, para el estudio de la sensibilidad en los ensayos realizados a temperaturas inferiores a 25 °C, se toman como referencia las ecuaciones (4), (5) y (6) siendo:

☞ Para 10 °C, S^{39} es igual a 0,12 y S^{100} es -0,02; estos resultados indican que el vértice está a una humedad inferior a la de 100% c.c. y no a 129% c.c. (Tabla 5.92), es decir, que el valor del vértice de la parábola, cuya ecuación es la media de los valores de los parámetros, es distinto al obtenido al hallar la media de las humedades de las abscisas de los vértices de las parábolas correspondientes a los distintos ensayos, siendo H_{vm} de la parábola 90% c.c. y no 129% c.c.

☞ Para 15 °C, S^{39} es 0,1 y S^{100} es 0,05; lo que indica que aún no se alcanzó la humedad del vértice y que la sensibilidad disminuye al aumentar la humedad del suelo.

☞ Para 20 °C, S^{39} es 0,1 y S^{100} es 0,02, por lo que comparado con lo indicado arriba, se observa que la sensibilidad es la misma para el nivel de humedad del 39% c.c. independientemente de la temperatura, mientras que a 100% c.c. a 15 °C la sensibilidad es mayor que a 20 °C.

Para los ensayos realizados a 35 °C se procede de igual manera, es decir, primero se halla la ecuación de la parábola con la media de los parámetros y a partir de ella se determinan las sensibilidades. La parábola es:

$$Nmin_{m35} = 6,46 + 0,17 H - 2,06 \times 10^{-4} H^2 \quad (7)$$

Según esta ecuación para 35 °C, S^{39} es 0,15, prácticamente igual que a las temperaturas anteriores, y S^{100} es 0,13, menor que a las temperaturas anteriores.

En consecuencia, la humedad de la abscisa del vértice sería superior a 100% c.c. y se podría decir, también, que al aumentar la temperatura de incubación la sensibilidad a 100% c.c. disminuye.

5.11.5.3. Suelo Prado

N-NH₄⁺

El 67% de los ajustes a la función cuadrática de los valores de N-NH₄⁺ obtenidos en los ensayos realizados tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 ($p \leq 0,1$), pudiendo tomar valores que están comprendidos entre 0,69 (muestra 3510) y 0,99 (muestra 3524). Estos coeficientes se hallan en los ensayos siguientes: en el 100% de los realizados a las temperaturas de 30 y 35 °C; en el 75% de los realizados a las temperaturas de 10 y 25 °C; y en el 50% de los de 20 °C. Para los ensayos de 15 °C los ajustes que se obtienen no tienen un coeficiente de determinación r^2 superior a 0,53, por lo que no son estadísticamente significativos (Tabla 5.90).

Para los ajustes significativos el parámetro b toma valores comprendidos entre -1,948 y 0,116, que se obtienen para las muestras 3542 y 3510, respectivamente, (Tabla 5.90). Al observar los valores de b estimados para cada ensayo se puede comprobar que toma valores:

- Positivos para el 67% de los ensayos realizados a las temperatura de 10 °C, el 33% de los de 25 °C y para el 25% de los realizados a la temperatura 35 °C.
- Negativos para el 100% de los ensayos realizados a 20 y 30 °C, el 75% de los de 35 °C, el 67% de los de 25 °C y el 33% de los de 10 °C.

Tabla 5.92.- Valores de las abscisas de los vértices (H_v) de las parábolas $N = a+bH+cH^2$ y la media para cada temperatura correspondientes a los ajustes con significación estadística para los suelos Robledal y Prado.

M	Suelo Robledal						Suelo Prado					
	N-NH ₄ ⁺		N-NO ₃ ⁻		N-Ntinorg		N-NH ₄ ⁺		N-NO ₃ ⁻		N-Ntinorg	
	H _v	H _{vm}	H _v	H _{vm}	H _v	H _{vm}	H _v	H _{vm}	H _v	H _{vm}	H _v	H _{vm}
1003	76%	83%	39%	55%	212%	129%		65%		63%		
1010	78%		59%		86%				67 %		102%	
1024	91%		49%		135%		69 %					
1042	88%		73%		81%		61 %		58 %			
1503	84%		53%		155%				78 %	68%		69%
1510	450%		111%		411%				62 %		77 %	
1524	-763%		66%		158%				67 %		65 %	
1542	270%		140%		239%				65 %		66 %	
2003	75%	81%			81%		26 %		80 %	85%	81 %	85%
2010	99%				190%				82 %		77 %	
2024	70%		10%		157%				76 %		80 %	
2042			42%		109%				100%		101%	
2503	-170%		37%		55%	241%	92 %	85%	79 %	86%	86 %	88%
2510	-0,40%		-308%		51%				91 %		74 %	
2524	-190%		110%		799%		84 %		106%		103%	
2542	-1029%		60%		36%		80 %		70 %			
3003			9%	73%		143%	61 %	79%	73 %	68%	75 %	74%
3010	4010%		92%		19%		83 %				91 %	
3024	5%		69%		58%		85 %					
3042	133%		59%		204%		87 %		62 %		57 %	
3503	90%	91%		88%	138%		58 %	66%	47 %	62%	46 %	
3510	102%		91%		106%							
3524	-50%		98%		148%		66 %					
3542	82%		74%		181%		75 %		77 %			

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos: los dos dígitos primeros indican la temperatura de incubación de la muestra (**M**) y los siguientes el tiempo control.

El estudio del parámetro **b** a lo largo del tiempo de incubación se puede realizar, fundamentalmente, en las incubaciones de 30 y 35 °C, ya que todos sus ajustes tienen significación estadística $p \leq 0,05$, y en el 75% de los ensayos de 10 y 25 °C, que corresponden a tiempos de incubación largos (de 24 a 42 días). De los datos obtenidos se concluye que para todos estos ensayos **b** aumenta cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) siendo de destacar el cambio que experimenta a 35 °C, ya que pasa de -0,05 en la muestra 353 a 0,12 en la muestra 3510, mientras que disminuye cuando el tiempo de incubación es superior a 10 días, independientemente de la temperatura de incubación.

Cuando los ajustes son estadísticamente significativos el parámetro c toma valores comprendidos entre $-3,43 \times 10^{-4}$ (muestra 3510) y $129,40 \times 10^{-4}$ (muestra 3542). Tiene valores positivos para el 100% de los ensayos realizados a 30 °C, para el 75% de los ensayos a 35 °C, para el 67% de los realizados a 25 °C, para el 50% de los ensayos a 20 °C y para el 33% de los realizados a 10 °C. Tiene valores negativos para el 67% de los ensayos a 10 °C, el 50% de los realizados a 20 °C, el 33% de los realizados a 25 °C y el 25% de los realizados a 35 °C. Por tanto, se puede decir que para la mayoría de los ensayos realizados a temperaturas superiores a 20 °C el valor de c es positivo, mientras que para la mayoría de los realizados a 10 °C es negativo.

El parámetro c varía a lo largo del tiempo de incubación en sentido contrario al parámetro b ya que para los mismos ensayos aumenta cuando el tiempo de incubación es superior a 10 días (independientemente de la temperatura) y disminuye cuando el tiempo es corto; para las muestras 353 y 3510 pasa de $4,20 \times 10^{-4}$ a $-3,43 \times 10^{-4}$ y de este valor pasa a $22,50 \times 10^{-4}$ en la de 3524.

Por tanto, se puede decir que para los ensayos realizados a temperaturas superiores a 20 °C los valores de b son negativos y los de c son positivos, mientras que para los de 10 °C ambos parámetros tienen el signo invertido, es decir, que en el primer caso la parábola es de ramas ascendentes, por lo que a la izquierda del vértice es decreciente y a la derecha creciente y en el caso de 10 °C sucede lo contrario, crece a la izquierda del vértice y decrece a la derecha del mismo. Ello implica que cuando la temperatura de incubación es superior a 20 °C al aumentar la humedad del suelo disminuyen las formas amonio en el suelo hasta la humedad del vértice de la parábola y a partir de ella aumentarían (bien porque los procesos de amonificación se intensifican o bien porque se movilizan en menor cantidad las formas amoniacales). De forma contraria sucederá cuando la temperatura es de 10 °C, a medida que la humedad del suelo aumente por encima del valor del vértice de la parábola las formas amoniacales irán disminuyendo (bien porque la amonificación se ralentiza o bien porque se movilizan más rápidamente dichas formas). La mayoría de los valores obtenidos para las humedades de las abscisas de los vértices de las parábolas, (H_v), correspondientes al conjunto de ensayos de cada temperatura, están próximas o comprendidas dentro del rango de humedades estudiado (del 39% al 100% c.c.), (Tabla 5.92).

Con el fin de estudiar la posible relación entre la temperatura y la humedad en los procesos de amonificación, se determinaron los valores medios de H_v , es decir, (H_{vm}), para cada temperatura, para lo que se desestimaron los valores de las muestras 103, 203, 2042 y 3510; de esta forma se obtienen los siguientes resultados (Tabla 5.93). Como se puede apreciar en la tabla 5.93 el valor de la media de las humedades de la abscisa del vértice de la parábola (H_{vm}) aumenta hasta los 25 °C y luego disminuye a medida que aumenta la temperatura de incubación, lo que implica que el vértice hasta los 25 °C se desplaza hacia la derecha y por encima de esa temperatura se desplaza hacia la izquierda, tanto más cuanto mayor es la temperatura; por tanto, cuando la temperatura es superior a 25 °C y como a partir del vértice la rama es creciente, el aumento de las formas amoniacales en el

suelo se produce, cada vez, a una humedad inferior, lo que sugiere una mayor activación de los procesos amonificantes al aumentar la temperatura de incubación. Por otra parte, si se comparan los valores de H_{vm} para 10 y 35 °C (65% y 66% c.c. respectivamente), aunque ambos resultan estar muy próximos la curvatura de ambas parábolas es inversa y, por ello, en el primer caso (10 °C) las formas amoniacales aumentan hasta que el contenido de humedad del suelo es del 65% c.c. mientras que en el segundo (35 °C) aumentan a partir del 66% c.c.

Tabla 5.93.- Valores medios que alcanza la humedad en la abscisa del vértice de la parábola resultante correspondiente a los ensayos realizados a 10, 25, 30 y 35 °C para $N-NH_4^+$ en el suelo Prado.

Temperatura	10 °C	25 °C	30 °C	35 °C
H_{vm}	65% c.c.	85% c.c.	79% c.c.	66% c.c.

Además, para poder hallar el valor de la ordenada en el vértice ($Nmin_{vm}$), se calcularon las ecuaciones correspondientes a los valores medios de los parámetros de las parábolas para cada temperatura, que son:

- $Nmin_m = -0,39 + 0,01 H - 0,73 \times 10^{-4} H^2$ (10 °C) parábola de ramas descendentes

- $Nmin_m = 1,95 - 0,05 H + 3,00 \times 10^{-4} H^2$ (25 °C) parábola de ramas ascendentes

- $Nmin_m = 3,02 - 0,09 H + 5,02 \times 10^{-4} H^2$ (30 °C) parábola de ramas ascendentes

- $Nmin_m = 40,77 - 0,76 H + 52,03 \times 10^{-4} H^2$ (35 °C) parábola de ramas ascendentes

Como se puede observar, el valor de la ordenada en el origen (a_m) aumenta al aumentar la temperatura de incubación, es decir, que a partir de los 25 °C en el suelo Prado seco (0% c.c.) la cantidad de formas amoniacales sería superior a la de partida y tanto más cuanto mayor sea la temperatura y el tiempo de incubación (Tabla 5.90), siendo la cantidad máxima de amonio 40,77 mg kg⁻¹ de suelo a 35 °C; estas cantidades almacenadas van disminuyendo hasta llegar a la humedad de la abscisa del vértice de la parábola, que será tanto menor cuanto mayor sea la temperatura (a 35 °C la humedad de la abscisa del vértice (H_{vm}) es 66% c.c., mientras que a 30 °C es 79% c.c.) (Tabla 5.93).

El valor de $Nmin_{mv}$, es decir, el valor de la ordenada en el vértice de la parábola es:

- -1,86 mg kg⁻¹ para 25 °C
- 3,61 mg kg⁻¹ para 30 °C
- 27,80 mg kg⁻¹ para 35 °C

Lo que indica que la movilización potencial de las formas amonio en el suelo incubado a 35 °C es de 68,57 mg kg⁻¹, siendo 10 veces superior a la movilización potencial en el suelo incubado a 30 °C y 18 veces al incubado a 25 °C; sin embargo, en el suelo incubado a 30 °C, la movilización potencial sólo es 2 veces superior al incubado a 25 °C. A partir del 66% c.c., valor de la abscisa del vértice de la parábola a la temperatura de 35 °C, se ralentizaría esta movilización o bien se intensificarían los procesos de amonificación. En el caso del suelo incubado a 10 °C se acumulan formas amoniacaes cuando el grado de humedad del suelo es inferior al 65% c.c., tanto más cuanto más cercana es la humedad al valor de la abscisa del vértice, de tal forma que en este punto la cantidad de amonio podría llegar a ser 8,17 mg kg⁻¹ (H_{vm}) (bien como consecuencia de la amonificación o bien porque los compuestos amoniacaes no son movilizados); a partir de la humedad del 65% c.c. comenzará la pérdida de tales formas amonio en el suelo.

En consecuencia, cuanto mayor sea la temperatura de incubación mayor será la cantidad de formas amoniacaes en el suelo de Prado siempre y cuando el grado de humedad del suelo sea igual o inferior al 66% c.c. y, además, sería mayor cuanto mayor sea el tiempo de incubación.

En estos casos analizados se observa que la mineralización neta cambia de positiva a negativa y viceversa con el grado de humedad del suelo. De hecho, a 10 °C empieza a ser positiva, es decir que se iniciaría la acumulación de formas amoniacaes en el suelo, a partir de una humedad del 32% c.c. y cuando el grado de humedad sea del 98% c.c. se iniciaría la pérdida de amonio en relación a las cantidades de partida del suelo. En los casos en que las temperaturas son de 25, 30 y 35 °C los cambios serían inversos, así:

- La mineralización neta comienza a ser negativa y, por tanto, se inicia la pérdida de formas amoniacaes en el suelo
 - o cuando el grado de humedad es del 58% c.c. a 25 °C
 - o cuando el grado de humedad es del 64% c.c. a 30 °C
 - o cuando el grado de humedad es del 7% c.c. a 35 °C
- La mineralización neta comienza a ser positiva y, por tanto, se iniciaría la acumulación de las formas amoniacaes
 - o cuando el grado de humedad es del 112% c.c. a 25 °C
 - o cuando el grado de humedad es del 94% c.c. a 30 °C
 - o cuando el grado de humedad es del 125% c.c. a 35 °C

Si se considera que para este suelo el rango de humedades seleccionado es del 40% al 100% c.c., se podría decir que las humedades ensayadas favorecerían una mineralización neta positiva en:

- todas las muestras incubadas a 10 °C.
- sólo en las que tienen un nivel de humedad del 40% c.c de las incubadas a 25 °C.
- las muestras con una humedad del 40% c.c. y en las del 100% c.c de las incubadas a 30 °C.
- ninguna de las incubadas a 35 °C y por tanto, en todas las muestras se produciría la disminución de las formas amoniacales, debido, tal vez, a su movilización.

Las sensibilidades que tienen el valor de cero para las humedades de los vértices de las parábolas, alcanzan las cifras siguientes para humedades un 10% inferior o superior a las de las abscisas de los vértices respectivos:

- Para S^{55} y S^{75} son 0,002 y -0,001, respectivamente (en el caso de 10 °C).
- Para S^{75} y S^{95} son - 0,01 y 0,01, respectivamente (en el caso de 25 °C).
- Para S^{69} y S^{89} son -0,02 y -0,001, respectivamente (en el caso de 30 °C).
- Para S^{56} y S^{76} son -0,18 y 0,03, respectivamente (en el caso de 35 °C).

Con estos datos se puede decir que, en valor absoluto, la sensibilidad aumenta al aumentar la temperatura de incubación, cuando el contenido de humedad del suelo es un 10% inferior a la humedad del vértice de la abscisa de la parábola; el signo indica si se favorece la formación o pérdida de formas amonio. La razón de que los valores no sean simétricos y opuestos a la misma equidistancia del vértice se debe a los ajustes realizados para simplificar los datos y a que la humedad de la abscisa del vértice calculada mediante la ecuación de la parábola media, en la mayoría de los casos, no es exactamente igual al valor calculado para la media de las humedades de las abscisas de los vértices de las parábolas para los diferentes ensayos; así, por ejemplo para 30 °C la humedad de la abscisa del vértice sería 90% c.c. y no 79% c.c. siendo S^{80} -0,01 y S^{100} 0,01.

N-NO₃⁻

De los ajustes a la función cuadrática de los valores obtenidos en los diferentes ensayos realizados, el 88% tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53 y los valores del mismo están comprendidos entre 0,57 y 1 para las muestras 153 y 1542 (Tabla 5.94). Se puede observar que el 50% de los ensayos realizados a 35 °C, el 75% de los de 10 °C y el 100% de los realizados a 15, 20, 25 y 30 °C tienen coeficientes de determinación (r^2) superiores a 0,53.

Los valores que toma **b** para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,53 varían dentro del rango -0,42 (en la muestra 353) y 2,46 (en la muestra 3542). Tienen valores de **b** positivos el 100% de los ensayos realizados a 15, 20 y 30 °C, el 75% de los de 25 °C, el 67% de los de 10 °C y el 50% de los realizados a 35 °C, mientras que tiene valores negativos para el 50% de los ensayos a 35 °C, el 33% de los de 10 °C y para el 25% de los de 25 °C, por lo que el valor de **b** es positivo para la mayoría de los ensayos realizados (Tabla 5.94).

Tabla 5.94.- Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N_{min} = a + bH + cH^2$ para los valores de mineralización de las formas nitrato ($N-NO_3^-$) a niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo para los suelos Robledal y Prado.

M	<i>Suelo Robledal</i>				<i>Suelo Prado</i>			
	r^2	a	b	$c \times 10^{-4}$	r^2	a	b	$c \times 10^{-4}$
1003	0,99 ^a	1,20	-0,047	6,0	0,37	-0,80	-0,086	6,5
1010	0,83 ^c	0,42	-0,025	2,1	0,98 ^a	-3,67	0,032	-2,4
1024	0,98 ^a	0,81	-0,041	4,2	1,00 ^a	-5,07	0,065	-2,4
1042	0,99 ^a	-7,23	0,258	-17,6	0,87 ^b	5,27	-0,161	13,75
1503	0,80 ^c	1,46	-0,059	5,6	0,57 ^e	-7,34	0,222	-14,2
1510	0,57 ^e	0,88	-0,016	0,7	0,97 ^a	-19,18	0,692	-56,0
1524	0,63 ^e	-1,90	0,080	-6,1	0,94 ^b	-10,02	0,359	-27,0
1542	0,91 ^b	-1,31	0,056	-2,0	1,00 ^a	-10,65	0,467	-36,0
2003	0,06	-0,52	0,014	-0,9	0,87 ^b	-8,15	0,231	-14,4
2010	0,46	-0,13	-0,017	-174,2	0,87 ^b	-13,59	0,427	-26,0
2024	0,99 ^a	1,11	-0,010	4,7	0,98 ^a	-9,63	0,357	-23,6
2042	0,99 ^a	6,86	-0,271	32,2	1,00 ^a	-8,15	0,453	-22,7
2503	0,98 ^a	1,87	-0,009	1,3	0,90 ^a	-7,37	0,150	-9,5
2510	0,93 ^b	-1,20	0,031	0,5	0,62 ^e	-1,66	0,065	-3,6
2524	0,99 ^a	-2,31	0,072	-3,3	0,99 ^a	-6,51	0,257	-12,1
2542	0,97 ^a	13,58	-0,398	33,0	0,89 ^b	18,21	-0,176	12,6
3003	0,77 ^c	4,54	-0,094	5,2	0,70 ^d	-10,68	0,411	-28,0
3010	0,97 ^a	2,95	-0,076	4,1	0,92 ^b	4,24	0,020	1,2
3024	0,98 ^a	7,29	-0,214	15,51	0,93 ^b	16,14	0,097	-20,6
3042	0,59 ^e	3,93	-0,104	8,9	0,99 ^a	-1,97	0,754	-60,6
3503	0,20	0,86	-0,023	1,6	0,59 ^e	-2,94	-0,425	45,6
3510	0,97 ^a	2,03	-0,053	2,9	0,15	-29,99	0,596	-38,0
3524	0,74 ^d	3,37	-0,057	2,9	0,44	-54,61	1,365	-90,0
3542	0,59 ^e	10,61	-0,328	22,1	0,91 ^b	-85,93	2,460	-160,0

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos: los dos dígitos primeros indican la temperatura de incubación de la muestra (**M**) y los siguientes el tiempo control.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

A diferencia de lo que ocurrió en el apartado de las formas amoniacales, la evolución del parámetro **b** a lo largo del tiempo de incubación se puede describir en todas

las incubaciones, excepto en las realizadas a 35 °C ya que no tienen significación estadística (Tabla 5.94). Se puede observar que su valor:

- Aumenta cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) para la temperatura de incubación es de 15 °C. Para tiempos de incubación largos (de 24 a 42 días) cuando las temperaturas son de 15, 20 y 30 °C, aunque en el caso de 30 °C ya empieza a aumentar a los 10 días, y cuando la temperatura es de 10 °C, en el período de 10 a 24 días.
- Disminuye cuando el tiempo de incubación es corto (10 días) a 30 °C; cuando el tiempo es largo (de 24 a 42 días) a 10 y 25 °C, y cuando es intermedio (de 10 a 24 días) a 15 y 20 °C.

El parámetro c toma valores comprendidos entre $-160,0 \times 10^{-4}$ (muestra 3542) y $45,6 \times 10^{-4}$ (muestra 353). Tiene valores negativos para el 100% de los ensayos realizados a 15 y 20 °C; para el 75% de los ensayos a 25 y 30 °C; para el 67% de los realizados a 10 °C y para el 50% de los realizados a 35 °C. Este parámetro tiene valores positivos para el 50% de los realizados a 35 °C, el 25% de los ensayos realizados a 25, y 30 °C y para el 33% de los realizados a 10 °C. Por tanto, se puede concluir que para la mayoría de los ensayos realizados el valor de c es negativo.

La variación de c a lo largo del tiempo de incubación, al igual que en el caso de b no se puede realizar a la temperatura de 35 °C, pero para las demás temperaturas oscila a lo largo de la incubación, aunque en muchos casos las oscilaciones no son muy grandes.

Por consiguiente, se observa que para la mayoría de los ensayos el valor de b es positivo y el de c es negativo, independientemente de la temperatura de incubación, por lo que las parábolas son de ramas descendentes. Ello implica que el aumento de la humedad favorecerá la presencia de nitratos en el suelo hasta la humedad de la abscisa del vértice de la parábola y su desaparición a partir de ella. La mayoría de los valores de las humedades de las abscisas de los vértices correspondientes a los distintos ensayos (Tabla 5.92) están comprendidos en el rango de humedades estudiadas, excepto los de las muestras 1024 y 3010. Por tanto, este cambio de comportamiento tiene lugar en el ámbito de estudio.

Al igual que en el apartado anterior referido a las formas amoniacales, para analizar la posible relación entre la temperatura y la humedad en los procesos de nitración, se determinaron los H_{vm} (valores medios de los H_v) para cada temperatura, obteniéndose los resultados que se muestran en la tabla 5.96.

Tabla 5.96.- Suelo Prado: Valores medios que alcanza la humedad en la abscisa del vértice de la parábola resultante correspondiente a los ensayos realizados a 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C para las formas de nitrógeno $N-NO_3^-$.

Temperatura	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
H_{vm}	63% c.c.	68% c.c.	85% c.c.	87% c.c.	68% c.c.	62% c.c.

En esta tabla 5.96 se puede observar que la tendencia es la misma que la de las formas amoniacales, la media de las humedades de las abscisas de los vértices (H_{vm}) aumenta hasta los 25 °C y a continuación disminuye a medida que aumenta la temperatura de incubación, es decir, que el vértice se desplaza hacia la derecha hasta los 25 °C y por encima de esta temperatura hacia la izquierda, tanto más cuanto mayor es la temperatura en uno u otro sentido, de tal modo que los H_{vm} a ambos lados son prácticamente coincidentes. Para todas estas curvas y hasta el vértice de la parábola la rama es creciente, por lo que se podrá producir el aumento de formas nitrato en el suelo hasta ese grado de humedad.

Para calcular el valor de la ordenada en el vértice (N_{vm}), se hallaron las ecuaciones correspondientes a los valores medios de los parámetros de las parábolas para cada temperatura, resultando las que se indican a continuación:

- $N_{min_m} = 0,78 - 0,06 H + 2,98 \times 10^{-4} H^2$ (10 °C)
- $N_{min_m} = - 11,80 + 0,43 H - 65,25 \times 10^{-4} H^2$ (15 °C)
- $N_{min_m} = -9,88 + 0,37 H - 21,68 \times 10^{-4} H^2$ (20 °C)
- $N_{min_m} = 2,67 + 0,07 H - 3,15 \times 10^{-4} H^2$ (25 °C)
- $N_{min_m} = -6,33 + 0,58 H - 44,30 \times 10^{-4} H^2$ (30 °C)
- $N_{min_m} = - 44,43 + 1,02 H - 57,20 \times 10^{-4} H^2$ (35 °C)

Todas las ecuaciones formuladas con los valores medios de los parámetros resultan ser parábolas de ramas descendentes, excepto la de 10 °C que es de ramas ascendentes; por tanto, en este último caso se invierte el comportamiento, es decir que las formas nitrato disminuyen en el suelo hasta la humedad de la abscisa del vértice que, calculado a partir de la ecuación de la parábola obtenida, en vez de ser el 63% c.c. es el 100% c.c.; este cambio sustancial en el valor de la humedad del vértice de la parábola, se debe a que, los valores tomados para calcular, primero la media de las humedades de los vértices y posteriormente, la ecuación de la parábola media, están muy distantes en el tiempo, ya que uno es a 10 días y el otro a 42 días. Por consiguiente, a partir de la humedad del 100% c.c. podrán aumentar las formas de nitrato en el suelo. Lo mismo sucede para 35 °C, la humedad del vértice pasa a ser el 89% c.c, en lugar de 62% c.c. De igual manera se producen variaciones en los valores de las demás temperaturas, ya que ahora los valores de la humedad del vértice de la parábola son 33% c.c. para 15 °C; 111% c.c. para 25 °C; y 65% c.c. para 30 °C. Por tanto, con la excepción de las temperaturas de 10 y 35 °C, la humedad del vértice va aumentando hasta llegar a los 25 °C y luego disminuye para 30 °C.

Además, se puede constatar que teniendo en cuenta los valores de las ordenadas en el origen (a_m), el déficit de nitratos en el suelo Prado cuando está seco (0% c.c.), en relación con las cantidades de partida, al aumentar la temperatura de 15 a 25 °C, es menor, de tal forma que a 25 °C habría excedentes de nitratos. Sin embargo, al seguir aumentando

la temperatura de 25 a 35 °C se vuelve a incrementar el déficit o la pérdida de dichas formas de nitrógeno, siendo 35 °C la temperatura que origina la mayor disminución.

La cantidad máxima de nitratos en relación con los de partida, es decir, N_{mv} , para cada temperatura es:

- -2,24 mg kg⁻¹ a 10 °C (la parábola corta al eje de abscisas)
- -4,72 mg kg⁻¹ a 15 °C (la parábola no corta al eje de abscisas)
- 5,91 mg kg⁻¹ a 20 °C (la parábola corta al eje de abscisas)
- 74,10 mg kg⁻¹ a 25 °C (la parábola no corta al eje de abscisas)
- 12,65 mg kg⁻¹ a 30 °C (la parábola corta al eje de abscisas)
- 1,04 mg kg⁻¹ a 35 °C (la parábola corta al eje de abscisas)

Por lo tanto considerando los anteriores valores la nitración potencial sería de -3,02 mg kg⁻¹ en el suelo incubado a 10 °C; 7,08 mg kg⁻¹ a 15 °C; 15,79 mg kg⁻¹ a 20 °C; 71,43 mg kg⁻¹ a 25 °C; 18,98 mg kg⁻¹ a 30 °C; y 45,67 mg kg⁻¹ a 35 °C. Según estos resultados las condiciones para que se acumule la mayor cantidad de nitratos en el suelo Prado son 25 °C y un grado de humedad del 87% c.c.; y las que originarían una mayor movilización serían 35 °C y 62% c.c. de humedad.

En la incubación realizada a 25 °C la nitración neta es siempre positiva, es decir, que siempre hay formas de nitrato en el suelo, mientras que en la de 15 °C siempre será negativa, lo que quiere decir que siempre habrá déficit de nitratos en el suelo, sea cual sea la humedad del suelo. Sin embargo en las de 10, 20, 30 y 35 °C, la nitración neta cambia de negativa a positiva, o viceversa, con el grado de humedad del suelo. Estos cambios se producirían bajo las siguientes condiciones:

- Para 10 °C la cantidad de nitratos sería cero cuando la humedad del suelo fuese 79% c.c., ello determinaría que desde esta humedad y hasta la de la abscisa del vértice de la parábola (100% c.c.), la nitración potencial se invertiría pasando de positiva a negativa. Por tanto, en el ámbito de estudio habría nitratos en el suelo con un grado de humectación entre el 40% y 79% c.c. y déficit de nitratos en el suelo que tuviese una humectación entre el 79% y el 100% c.c. A partir de la humedad de la abscisa del vértice de la parábola se iniciaría la disminución de la pérdida de nitratos, hasta llegar a ser cero a una humedad del 179% c.c., pero todo este último tramo no está comprendido en el rango de humedades estudiado.
- Cuando el suelo tenga una humedad del 17% c.c. a 20 °C y del 11% c.c. a 30 °C, la cantidad de nitratos sería igual a la de partida y, a medida que vaya aumentando la humedad los nitratos se acumularían hasta que el grado de humedad del suelo fuese la de la abscisa del vértice de la parábola (85% c.c. y 65% c.c. para 20 y 30 °C,

respectivamente). A partir de esta humedad se perderían nitratos, llegando a ser otra vez cero cuando la humedad fuese del 153% y del 125% c.c. para ambas temperaturas, respectivamente, pero ambas están por encima del 100% c.c. y, por tanto, en el rango de humedades estudiado la nitración neta será positiva.

- En el caso de 35 °C los puntos de corte con el eje de humedades están muy próximos a la humedad de la abscisa del vértice (89% c.c.) por tanto la nitración neta disminuiría la pérdida de nitratos a medida que la humedad fuese aumentando; así por ejemplo al 40% c.c. la disminución sería de $-12,78 \text{ mg kg}^{-1}$ de suelo, a 50% c.c. $-7,73 \text{ mg kg}^{-1}$, a 60% c.c. $-3,82 \text{ mg kg}^{-1}$, a 70% c.c. $-1,06 \text{ mg kg}^{-1}$ y a 80% c.c. $-0,56 \text{ mg kg}^{-1}$; de este modo en el vértice llega a ser $1,04 \text{ mg kg}^{-1}$ y volvería a aumentar la pérdida a humedades superiores. Por lo tanto se podría decir que la nitración neta es prácticamente negativa para todo el rango de humedades de estudio.

Las sensibilidades para valores de la humedad un 10% inferior y/o superior a las de los vértices respectivos son:

- S^{100} es cero y para S^{90} es $-0,006$ para 10 °C
- S^{33} es cero y para S^{43} es $-0,13$ para 15 °C.
- S^{85} es cero y para S^{75} y S^{95} son $0,05$ y $-0,04$ respectivamente para 20 °C.
- S^{111} es cero y para S^{101} es $0,006$ para 25 °C.
- S^{65} es cero y para S^{55} y S^{75} son $0,09$ y $-0,08$ respectivamente para 30 °C.
- S^{89} es cero y para S^{79} y S^{99} son $0,12$ y $-0,11$ respectivamente para 35 °C.

En estos datos obtenidos se observa una tendencia a aumentar la sensibilidad al aumentar la temperatura de incubación a partir de 25 °C.

N-Ntinorg

El 75% de todos los ajustes de los datos de N-Ntinorg obtenidos en los distintos ensayos realizados tienen un coeficiente de determinación (r^2) superior a 0,53, pudiendo tomar valores que están comprendidos entre 0,58 (muestra 2510) y 1 (muestra 2524). Estos coeficientes se hallan en los ensayos siguientes: el 25% de los realizados a la temperatura de 35 °C, el 75% de los de 10, 15 y 25 °C y en el 100% de los de 20 y 30 °C (Tabla 5.97).

Los valores que toma b para los ensayos con r^2 superior o igual a 0,53 varían dentro del rango $-0,44$ (en la muestra 353) y $0,54$ en la muestra 2024). Tienen valores de b positivos el 100% de los ensayos realizados a 10, 15, 20, 25 y 30 °C y tiene valores negativos el 100% de los realizados a 35 °C. Por lo que el valor de b es positivo para la mayoría de los ensayos realizados.

Al igual que lo que ocurre en el apartado anterior relativo al nitrato, el estudio del parámetro *b* a lo largo del tiempo de incubación se puede realizar en todas las incubaciones, excepto en las de 35 °C (Tabla 5.97). Se puede observar que no se puede establecer una tendencia determinada ya que sus valores son muy variables y tanto puede aumentar como disminuir para un mismo tiempo de incubación y para ensayos realizados a diferentes temperaturas tanto si están próximas como si están alejadas. Así, por ejemplo, aumenta para tiempos de incubación de 24 a 42 días a 15 y a 30 °C, mientras que a 10, 20 y 25 °C disminuye; en el caso de tiempos de incubación cortos (hasta 10 días), aumenta a 20 y 25 °C, pero sin embargo, disminuye a 30 °C.

Tabla 5.97.- Valores de los parámetros obtenidos para los ajustes a la ecuación $N = a+bH+cH^2$ para los valores de mineralización de nitrógeno total inorgánico (N-N_{tinorg}) a niveles de humedad inferiores e iguales a capacidad de campo para los suelos Robledal y Prado.

M	<i>Suelo Robledal</i>				<i>Suelo Prado</i>			
	<i>r</i> ²	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴	<i>r</i> ²	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i> x 10 ⁻⁴
1003	0,95 ^a	-1,90	0,055	-1,3	0,26	-0,74	-0,060	4,1
1010	0,99 ^a	-2,15	0,078	-4,5	0,68 ^d	-3,12	0,030	-1,5
1024	0,98 ^a	-2,56	0,108	-4,0	0,99 ^a	-4,66	0,049	-0,4
1042	1,00 ^a	-15,85	0,632	-39,0	0,99 ^a	-2,05	0,003	5,7
1503	0,94 ^b	-1,47	0,043	-1,4	0,52	-8,54	0,245	-15,8
1510	0,99 ^a	-1,07	0,066	-0,8	0,99 ^a	-10,70	0,340	-22,0
1524	0,95 ^a	-3,55	0,158	-5,0	0,82 ^c	-8,32	0,279	-21,3
1542	1,00 ^a	-4,15	0,181	-3,8	0,99 ^a	-11,37	0,465	-35,0
2003	0,99 ^a	-1,13	0,047	-2,9	0,73 ^d	-5,78	0,166	-10,2
2010	1,00 ^a	-1,51	0,053	-1,9	0,95 ^a	-16,69	0,542	-35,0
2024	0,98 ^a	-1,53	0,110	-3,5	0,99 ^a	-14,94	0,543	-34,0
2042	0,99 ^a	-5,84	0,295	-13,6	1,00 ^a	-7,53	0,446	-22,2
2503	0,95 ^a	-2,90	0,201	-18,4	0,99 ^a	-7,57	0,178	-10,4
2510	0,85 ^b	0,14	0,030	3,0	0,58 ^e	-1,48	0,120	-8,1
2524	0,77 ^c	-2,55	0,160	-1,0	1,00 ^a	-6,32	0,281	-13,6
2542	0,83 ^c	14,02	-0,241	33,8	0,38	15,61	0,008	-2,5
3003	0,35	2,09	0,085	-5,7	0,68 ^d	-9,79	0,374	-25,0
3010	0,90 ^c	7,25	-0,013	3,5	1,00 ^a	-0,76	0,182	-10,0
3024	0,60 ^e	20,82	-0,231	20,1	0,95 ^a	18,68	0,022	-16,1
3042	1,00 ^a	10,25	0,192	-4,7	1,00 ^a	7,63	0,489	-42,59
3503	0,95 ^a	1,72	0,067	-2,4	0,59 ^e	0,33	-0,439	47,2
3510	1,00 ^a	-6,71	0,361	-17,1	0,39	-25,93	0,711	-41,0
3524	0,91 ^b	16,38	0,024	0,8	0,37	-19,53	0,815	-47,0
3542	0,95 ^a	14,46	0,209	-5,8	0,15	2,69	0,544	-32,5

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos: los dos dígitos primeros indican la temperatura de incubación de la muestra (M) y los siguientes el tiempo control.

Probabilidades de la significación estadística: a: (p≤0,001); b: (p≤0,01); c: (p≤0,02); d: (p≤0,05); e: (p≤0,1).

En los casos en los que el ajuste es significativo el parámetro c toma valores comprendidos entre $-42,59 \times 10^{-4}$ (muestra 3042) y $47,21 \times 10^{-4}$ (muestra 353). Este parámetro tiene valores negativos para el 100% de los ensayos realizados a todas las temperaturas menos a 35 °C; para la cual el único caso significativo tiene valores positivos de c . Por tanto, se puede decir que para la mayoría de los ensayos realizados el valor de c es negativo (Tabla 5.97).

El parámetro c a lo largo del tiempo de incubación oscila continuamente para todas las temperaturas siendo, en general, de poca importancia las oscilaciones. Por tanto, no se puede establecer una tendencia clara a lo largo del tiempo.

Teniendo en cuenta estos datos se puede decir, al igual que para las formas nitrato, que para la mayoría de los ensayos el valor de b es positivo y el de c es negativo, independientemente de la temperatura de incubación, por lo que en todos los casos las parábolas son de ramas descendentes. Ello implica que el aumento de la humedad favorecerá la presencia de formas de nitrógeno inorgánico en el suelo hasta la humedad de la abscisa del vértice de la parábola (H_v) y su desaparición a partir de ella. En la tabla 5.92, se puede observar que los valores de las humedades de las abscisas de los vértices de los distintos ensayos están comprendidos en el rango de humedades estudiadas, por tanto el cambio de comportamiento tiene lugar en el ámbito de estudio, excepto en el caso de las muestras: 1024, 1042 y 3024.

Para analizar la posible relación entre la temperatura y la humedad en la formación de compuestos inorgánicos de nitrógeno, se hallaron los H_{vm} (valores medios de los H_v) para cada temperatura, siendo los resultados los que se muestran en la tabla 5.98.

Tabla 5.98.- Valores medios que alcanza la humedad en la abscisa del vértice de la parábola resultante correspondiente a los ensayos realizados a 10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C para las formas N-Ntinorg en el suelo Prado.

Temperatura	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C
H_{vm}	69% c.c.	85% c.c.	88% c.c.	74% c.c.

Como se puede apreciar en la tabla 5.98 se repite la misma tendencia que la observada en formas amoniacales y nitratos, esto es, la temperatura de 25 °C marca el límite de incremento del H_{vm} , desplazándose tanto a izquierda como a derecha de tal temperatura. Además, en estos casos, en la rama creciente hasta el vértice de la parábola, pueden aumentar las formas inorgánicas de nitrógeno y después del vértice disminuirán. Asimismo, se han hallado las ecuaciones correspondientes a los valores medios de los parámetros de las parábolas para cada temperatura, con el fin de conocer el valor de la ordenada en el vértice (N_{vm}), y dichas ecuaciones son las siguientes:

- $N_m = -10,13 + 0,36 H - 26,10 \times 10^{-4} H^2$ (15 °C)
- $N_m = -5,62 + 0,42 H - 25,35 \times 10^{-4} H^2$ (20 °C)
- $N_m = -5,12 + 0,19 H - 10,70 \times 10^{-4} H^2$ (25 °C)

$$\blacksquare \quad N_m = 15,76 + 0,35 H - 25,85 \times 10^{-4} H^2 \quad (30 \text{ } ^\circ\text{C})$$

Estas ecuaciones son de parábolas de ramas descendentes y, por tanto, las formas de nitrógeno inorgánico se incrementarán en el suelo hasta la humedad de la abscisa del vértice y a partir de ella disminuirán en relación con las cantidades de partida. Además, teniendo en cuenta el valor de la ordenada en el origen (a_m) para cada ecuación, cuando el suelo Prado está seco (0% c.c.) hay déficit de compuestos inorgánicos, excepto para la temperatura de 30 °C. Si se analizan los datos de la ordenada en el origen (a) para los ensayos realizados a esta temperatura de incubación (30 °C) (Tabla 5.97), se observa que toma valores positivos a partir del día 24 de incubación, por lo que el tiempo junto con la temperatura, favorecen una mineralización neta positiva en el suelo seco; esta mineralización positiva se incrementará, cada vez más, al aumentar la humedad del suelo hasta el 74% c.c. (H_{vm}) y partir de este grado de humedad disminuirá, tanto más cuanto mayor sea la humedad del suelo.

Para determinar la cantidad máxima potencial de compuestos inorgánicos, en relación con los de partida, para cada temperatura, se calcularon los valores de la ordenada media en el vértice, es decir $Nmin_{mv}$, que resultaron ser:

- - 114,00 mg kg⁻¹ a 15 °C (corta al eje de abscisas)
- - 14,25 mg kg⁻¹ a 20 °C (corta al eje de abscisas)
- - 3,31 mg kg⁻¹ a 25 °C (corta al eje de abscisas)
- - 27,61 mg kg⁻¹ a 30 °C (corta al eje de abscisas)

Por lo que de acuerdo con los datos anteriores la formación potencial de compuestos inorgánicos de nitrógeno sería de 124,13 mg kg⁻¹ en el suelo incubado a 15 °C; 19,87 mg kg⁻¹ a 20 °C; 8,43 mg kg⁻¹ a 25 °C; 11,85 mg kg⁻¹ a 30 °C. Según estos resultados, las condiciones para que se acumule la mayor cantidad de formas inorgánicas de nitrógeno en el suelo Prado son 15 °C y un grado de humedad del 69% c.c. y en las que habría menos cantidad serían 25 °C y 88% c.c.

Para todas estas incubaciones la formación neta de compuestos inorgánicos de nitrógeno es siempre positiva en el rango de humedades estudiadas, ya que al ser sus puntos de corte con el eje de abscisas

- 34% c.c. y 182% c.c. para 35 °C
- 34% c.c. y 142% c.c. para 25 °C
- 14% c.c. y 156% c.c. para 20 °C
- 39% c.c. y 99% c.c. para 15 °C

no están comprendidos en el rango del 40% c.c. al 100% c.c. por lo que, siempre que haya sustratos, habrá formas de nitrógeno inorgánico en el suelo.

Las *sensibilidades* para valores de la humedad un 10% inferior o superior a las de los vértices respectivos son:

- S^{69} es cero y para S^{59} y S^{79} son 0,05 y -0,05 respectivamente para 15 °C.
- S^{85} es cero y para S^{75} y S^{95} son 0,04 y - 0,06 respectivamente para 20 °C.
- S^{88} es cero y para S^{78} y S^{98} son 0,02 y -0,02 respectivamente para 25 °C.
- S^{74} es cero y para S^{64} y S^{84} son 0,02 y -0,08 respectivamente para 30 °C.

Por lo que las sensibilidades, para un 10% de la humedad de la abscisa del vértice en la rama creciente, disminuyen al aumentar la temperatura de incubación y, en consecuencia, el aumento de una unidad en el porcentaje de la humedad en relación con la de capacidad de campo, originaría una mayor variación en las cantidades de formas inorgánicas de nitrógeno en el suelo incubado a menor temperatura.

5.12. Modelos matemáticos para describir la influencia de la temperatura sobre la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos (condiciones aeróbicas)

5.12.1. Introducción

Al igual que en el apartado de Respiración, los datos experimentales correspondientes a las distintas formas de nitrógeno inorgánico estudiadas en los tres suelos de ensayo, se ajustaron a las ecuaciones de Van't Hoff y de Lloyd y Taylor. En estas expresiones se establece una relación exponencial entre la variación de la cantidad de las formas $N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{inorg}$ en el suelo (representado por N_{min}) y la variable independiente temperatura (t), tomando como referencia una temperatura óptima (T_0), que como para el estudio de la Respiración se considera que podría ser 15 °C. La variable t toma los valores de las temperaturas experimentales utilizadas (10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C).

N_{min} se calcula como la diferencia $N_{min} = N_x - N_0$ y es la variación de las cantidades de cualquiera de las formas de nitrógeno inorgánico presentes en el suelo a un tiempo concreto, calculada a partir de los datos experimentales para cada tiempo (N_x), en relación a la cantidad determinada en el momento inicial o tiempo cero (N_0), a lo largo del tiempo de incubación (tx); x toma los valores de los “tiempos control” de los ensayos realizados y, por tanto, $x = 3, 10, 24$ y 42 días.

En base a ello la ecuación de Van't Hoff (1898) se expresa de la manera siguiente:

$$N_{min} = e^{b(t-T_0)}$$

La relación exponencial que se establece es en sentido creciente entre la variable de estudio, la variación de la cantidad de las distintas formas de nitrógeno inorgánico (*Nmin*) en el suelo. Ajustando los valores experimentales a dicha ecuación, para lo que se utilizó, el programa informático Statistica, se hallan los correspondientes valores de *b* y del coeficiente de correlación *r* para cada función. El parámetro *b* permitió calcular el coeficiente térmico o de mineralización o *sensibilidad* (*Q₁₀*) mediante la ecuación, ya citada: $Q_{10} = e^{10b}$.

En cuanto a la ecuación de Lloyd y Taylor (1994), la expresión utilizada es:

$$Nmin = e^{-E_0 [(1/t-227) - (1/To-227)]}$$

en este caso se establece una relación exponencial en sentido decreciente entre la variable de estudio, la variación de la cantidad de las distintas formas de nitrógeno inorgánico (*Nmin*) en el suelo, y el parámetro relacionado con la energía de activación (*E₀*), que está multiplicado por un factor inverso de la variable térmica, en el que *To* es la temperatura óptima (15 °C) y *t* es la variable que toma los valores de las temperaturas de ensayo (10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C) expresadas en grados Kelvin.

5.12.2. Ecuación de Van't Hoff

5.12.2.1. Suelo Robledal

N-NH₄⁺

En la tabla 5.98 se muestran los valores de *r*, *b* y *Q₁₀* obtenidos para este suelo mediante la ecuación de Van't Hoff a los diferentes tiempos de incubación.

La horquilla que engloba a los valores que toma el coeficiente de correlación *r* es muy amplia, puesto que los valores extremos de su intervalo de variación son 0 y 0,96; a pesar de ello, el 94% de los coeficientes de correlación obtenidos (todos los casos menos 1) tienen significación estadística $p \leq 0,1$ ya que *r* es mayor de 0,62, no obstante, la mayoría de ellos tienen significación $p \leq 0,01$. No existe significación estadística en la correlación de la muestra más seca (39% c.c.) que ha sido incubada durante tres días (muestra 393) y la máxima correlación (0,96) se obtiene en las muestras con grado de humectación del 80% c.c. y con 10 días de incubación (muestra 8010), (Tabla 5.98). Si se descarta el único caso en que el valor de la correlación es cero, el intervalo de la horquilla de *r* pasa a tener como límite inferior 0,69 (en la muestra 3910); no obstante, los valores de *r* para estas muestras de 39% c.c. a tiempos de incubación de 24 y 42 días llegan a ser de 0,96 y 0,95 respectivamente, por lo que, para esta humedad las correlaciones mejoran a medida que aumenta el tiempo de incubación, en las muestras con menor grado de humedad.

Este mismo efecto se puede observar desde el inicio ($t = 3$ días) de las incubaciones en las muestras con humedades del 65% y del 80% c.c.. Sin embargo a 100% c.c. se observa que aún siendo muy importante la correlación para todos los tiempos, el valor de r disminuye con el tiempo de incubación de tal forma que el intervalo de la horquilla, en este caso, es de 0,91 para tres días y de 0,84 para 42 días.

En cuanto el parámetro b es siempre mayor de cero, esto es positivo para todos los casos estudiados, excepto para la muestra más seca y a los 3 días de incubación (393), cuyo valor no se indica puesto que r es igual a cero.

Para el conjunto de las muestras que contienen un mismo grado de humedad, b tiende a disminuir con el tiempo de incubación y se puede apreciar que la mayor diferencia entre las pendientes siempre se produce en el intervalo de tiempo que va desde los 3 a los 10 días de incubación, mientras que en los días posteriores de la incubación las diferencias son mucho menores entre los valores que toma b (Tabla 5.98). De todos los ensayos realizados, los que dan lugar a curvas con menor variación en los valores de este parámetro a lo largo del tiempo son las que se obtienen para el suelo con una humedad del 80% c.c.

Estos resultados podrían indicar que la influencia de la temperatura en la variación de la cantidad de las formas amonio disminuye con el tiempo, siendo el efecto del tiempo más importante durante los primeros días de incubación, salvo en el caso de las muestras con humedad del 80% c.c.

También se puede observar que, en general, cuanto mayor es el grado de humedad menor es el valor de b para un mismo tiempo de incubación, lo que podría ser un indicador de que la influencia de la temperatura en el gradiente de cantidad de las formas amonio, disminuye al aumentar el grado de humedad, por lo que se podría decir que ésta actúa como un amortiguador de la influencia de la temperatura.

En relación al coeficiente de mineralización (Q_{10}), se puede observar que, para el conjunto de valores con ajustes con significación estadística, tiene como valores extremos: 4,22 para la muestra 653 y 1,70 para la muestra 10024. Además, después de los 42 días de incubación, cuanto mayor es el contenido de humedad del suelo, menor es el valor del coeficiente así para: 39% c.c. es 3,58; 65% c.c. es 2,65; 80% c.c. es 2,13; 100% c.c. es 1,92 (Tabla 5.98). Estos resultados conducen a la idea de que la humedad disminuye el efecto acelerador de la temperatura sobre las reacciones de amonificación.

Si se analizan los datos hallados para los ensayos realizados para cada humedad por separado, se observa que Q_{10} tiende a disminuir (en la mayoría de los casos de forma notoria), con el tiempo de incubación, aunque entre los 24 y los 42 días de incubación aumenta ligeramente. Tal es el caso de las muestras de 100% c.c. que a los tres días de incubación presentan un Q_{10} de 3,57 y a los 42 días de 1,92 mientras que a los 24 días era de 1,70, es decir que sufre una reducción de casi un 50% a lo largo de la incubación. Por tanto, la influencia de la temperatura en los procesos de mineralización de las formas

amoniacales en el suelo Robledal inicialmente es más intensa, disminuyendo a medida que transcurre el tiempo.

Tabla 5.98.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

N-NH_4^+				N-NO_3^-				N-Ntinorg			
M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}
3903	0,00	-	-	3903	0,00	-	-	3903	0,65 ^c	0,228	9,79
3910	0,69 ^e	0,134	3,80	3910	0,00	0,009	1,10	3910	0,78 ^d	0,076	2,13
3924	0,96 ^a	0,117	3,22	3924	0,65 ^e	0,073	2,07	3924	0,96 ^a	0,112	3,08
3942	0,95 ^a	0,128	3,58	3942	0,28	0,065	1,91	3942	0,96 ^a	0,115	3,15
6503	0,90 ^b	0,144	4,23	6503	0,00	-	-	6503	0,82 ^c	0,114	3,14
6510	0,95 ^a	0,090	2,45	6510	0,00	-	-	6510	0,85 ^b	0,055	1,73
6524	0,90 ^b	0,078	2,19	6524	0,00	-	-	6524	0,94 ^a	0,076	2,14
6542	0,96 ^a	0,097	2,65	6542	0,49	-0,057	0,57	6542	0,94 ^a	0,075	2,11
8003	0,90 ^b	0,094	2,57	8003	0,00	-	-	8003	0,93 ^a	0,074	2,10
8010	0,96 ^a	0,078	2,19	8010	0,00	-	-	8010	0,92 ^b	0,057	1,78
8024	0,92 ^b	0,060	1,82	8024	0,00	-	-	8024	0,96 ^a	0,053	1,69
8042	0,93 ^a	0,075	2,13	8042	0,06	-0,019	0,83	8042	0,93 ^a	0,063	1,88
10003	0,91 ^b	0,127	3,57	10003	0,53	-0,168	0,186	10003	0,64	0,065	1,92
10010	0,93 ^a	0,065	1,92	10010	0,00	-	-	10010	0,85 ^b	0,045	1,57
10024	0,86 ^b	0,053	1,70	10024	0,00	-	-	10024	0,95 ^a	0,053	1,70
10042	0,84 ^b	0,065	1,92	10042	0,00	-	-	10042	0,95 ^a	0,056	1,75

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

En términos de sensibilidad, tras este análisis realizado, se podría decir que el suelo Robledal es menos sensible a los cambios de temperatura cuanto mayor es el nivel de humectación hasta capacidad de campo y a medida que aumenta el tiempo de incubación hasta los 24 días para cualquier contenido en agua inferior o igual al de capacidad de campo. De tal modo que los procesos de amonificación son menos sensible a los cambios de temperatura en la muestra humectada a capacidad de campo e incubada 24 días (10024), no obstante la muestra 653 constituye una excepción a lo dicho anteriormente, ya que es en la que la amonificación manifiesta la mayor sensibilidad a los cambios térmicos para lo que no se encuentra una lógica justificación.

N-NO₃⁻

Para la mayoría de los ensayos realizados r es 0, es decir, los datos experimentales no se ajustan al modelo de Van't Hoff y, por tanto, no se puede establecer una relación entre la variación de la cantidad de las formas nitrato en el suelo, con la temperatura de incubación mediante este modelo (Tabla 5.98).

Se obtienen algunos ajustes superiores a cero, pero los valores de los coeficientes r son inferiores a 0,62 y, por tanto, no significativos estadísticamente salvo en el caso de la muestra 3924 (Tabla 5.98).

N-Ntinorg

Los resultados obtenidos para este modelo indican una clara relación entre la variación de la cantidad del nitrógeno inorgánico en el suelo Robledal y la temperatura, en tal medida que los ajustes son mejores cuanto mayor es el tiempo de incubación y el contenido de humedad, pero se hace necesario realizar un comentario más detallado de los datos correspondientes a los parámetros obtenidos, que se muestran en la tabla 5.98.

Los valores de r oscilan entre 0,64, para condiciones de 100% c.c. a 3 días de incubación (muestra 1003), y 0,96 para 80% c.c. a 24 días de incubación (muestra 8024). Por tanto, el 100 % de los factores de correlación obtenidos, tienen significación estadística ($p \leq 0,1$).

Para una misma humedad, en general, el coeficiente r aumenta con el tiempo. Sin embargo, los incrementos de r a medida que aumenta el contenido de humedad del suelo, exceptuando el suelo a capacidad de campo, para el que no siempre r es mayor que a humedades más bajas, son mayores para períodos de incubación cortos (10 días) que cuando se prolonga el tiempo de incubación (Tabla 5.98); por ejemplo, para 3 días de incubación a 39% c.c. el coeficiente r es 0,65, para 65% c.c. es 0,82, para 80% c.c. es 0,93 y para 100% c.c. es 0,64.

Se puede observar también que las variaciones del coeficiente de correlación (r) con el tiempo, en general, son similares a las comentadas en el estudio anterior de las formas amonio, aunque los ajustes no tienen el mismo sentido, es decir, que para las mismas condiciones de incubación los ajustes en unos casos son mejores para la variación de la cantidad de las formas amonio y en otros para la del nitrógeno total inorgánico (Tabla 5.98).

Los valores obtenidos para el parámetro b son siempre positivos. En general los valores de b disminuyen a medida que aumenta la humedad de las muestras, aunque a partir de los 10 días de incubación dichos valores son menos variables que para 3 días de incubación (Tabla 5.98). Además, se puede destacar que los valores más bajos de b se obtienen para las muestras con 100% c.c y que, exceptuando la humedad del 39% c.c., el

parámetro b evoluciona de forma paralela a lo que ocurría con el nitrógeno amoniacal, aunque los valores de b en este último caso son inferiores.

El coeficiente de mineralización Q_{10} tiene valores que están comprendidos entre 1,57 y 9,79; el primero es el coeficiente resultante para la muestra 10010 y el segundo para la muestra 393. En general, para una misma humedad, a los 3 días de incubación el coeficiente Q_{10} siempre es superior al resto de los Q_{10} de los demás tiempos de incubación; el valor mínimo se produce casi siempre a los 10 días y aumenta progresivamente en los días sucesivos, es decir, a 24 y 42 días de incubación, aunque los incrementos no son muy importantes. Si se analiza la evolución al irse incrementando la humedad del suelo, se observa que los valores de Q_{10} tienden a disminuir, de forma paralela a b , como era de esperar (Tabla 5.98).

Por tanto, la sensibilidad de los procesos relacionados con los compuestos de nitrógeno total inorgánico frente a la temperatura es semejante a la observada para los procesos amonificantes, esto es, tiende a disminuir a medida que aumenta el nivel de humedad del suelo Robledal hasta capacidad de campo y durante los 10 primeros días de incubación para cualquier nivel de humedad del suelo de los utilizados en este estudio. Así, la mayor sensibilidad a los cambios de temperatura de dichos procesos, con arreglo a los resultados obtenidos, tendría lugar en el suelo humectado al 39% c.c. incubado durante 3 días y la menor cuando la humectación es del 100% c.c. y el tiempo de incubación es de 10 días. Sin embargo, los datos obtenidos parecen indicar que la resiliencia del suelo en relación a los procesos de amonificación es mayor que la relacionada con los demás procesos del nitrógeno inorgánico, ya que en los primeros la sensibilidad a los cambios de temperatura disminuye durante los primeros 24 días, mientras que en los demás procesos disminuye sólo durante los 10 primeros días.

Teniendo en cuenta el análisis de los valores de los parámetros obtenidos tras el ajuste de los datos a la ecuación de Van't Hoff en su conjunto, se podría decir que existe una relación entre la temperatura de incubación y la variación de la cantidad de las formas amoniacales y del nitrógeno total inorgánico, por lo que la temperatura influye en dicha variación. Tal efecto térmico está determinado, en gran parte, por el contenido hídrico del suelo, de tal modo que, cuanto mayor es el grado de humedad del mismo, más tarde se pone de manifiesto el efecto de la temperatura sobre la variación, es decir, se necesita más tiempo de incubación. Sin embargo, no se puede decir lo mismo en relación al gradiente de cantidad de los nitratos en el suelo Robledal, ya que en la mayoría de los casos los ajustes no tienen significación estadística.

5.12.2.2. Suelo Prado

N-NH₄⁺

Para todos los casos estudiados el valor de la correlación es nulo, $r = 0$, por lo que los resultados experimentales no se ajustan a la relación exponencial en función de la temperatura, postulada por Van't Hoff (Tabla 5.99).

N-NO₃⁻

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que, salvo para las muestras 403 y 4010, no existe una relación exponencial del tipo Van't Hoff entre la variación de la cantidad de los nitratos y la temperatura de incubación (Tabla 5.99).

En el caso de las muestras 403 y 4010, los valores de r son 0,76 y 0,66 respectivamente, por lo que tienen significación estadística ($p \leq 0,1$).

En cuanto al valor de b para estas muestras es positivo (0,15 y 0,18), por lo que la variación de la cantidad de los nitratos se incrementa con la temperatura y el tiempo de incubación.

En cuanto al coeficiente de mineralización Q_{10} , tiene valores altos, 4,49 (para la muestra 403) y 6,23 (para la muestra 4010) por lo que la formación de formas nitratos en estos casos estaría favorecida por la temperatura. En consecuencia, la sensibilidad de los procesos de nitración a los cambios de temperatura en el suelo Prado menos húmedo (40% c.c.) se incrementaría con el tiempo de incubación, al menos, durante los primeros 10 días de la misma.

N-Ntinorg

Los mejores ajustes de la ecuación se obtienen para tiempos de incubación prolongados (42 días), exceptuando los ensayos realizados a capacidad de campo (100%) (Tabla 5.99).

El mejor ajuste ($r = 0,96$) se obtiene para las incubaciones de la muestra 6542. En general, las condiciones de humedad del 65% c.c. son las que generan en todos los tiempos ajustes con significación estadística ($p \leq 0,1$). Sin embargo, en las muestras de mayor grado de humedad (80% y 100% c.c.) sólo tienen significación estadística las correlaciones de las muestras 8042 y 10010 (Tabla 5.99).

El parámetro b estimado es positivo para las correlaciones con significación estadística, salvo para las muestras 653. De todos modos, su valor está próximo al cero, sobre todo en los casos de mayor significación estadística (muestra al 65% c.c. de humedad a los 42 días $r = 0,96$ y a los 10 días $r = 0,91$), por lo que se puede pensar que la dependencia de la variación de la cantidad del nitrógeno inorgánico con la temperatura es relativamente baja.

Por lo que respecta a los valores de Q_{10} , no hay que olvidar que son el resultado de una función exponencial de b ($Q_{10} = e^{10b}$), por lo que pequeñas variaciones en los valores de b para los distintos ensayos, dan lugar a grandes diferencias en los valores de los coeficientes térmicos o de mineralización. En estos casos los Q_{10} están comprendidos entre 0,01 de las muestras 653 y 10,23 de las 6524 (Tabla 5.99). Ambos datos podrían indicar, al igual que se dijo para los procesos de nitración, que al aumentar el tiempo de incubación hasta los 24 días se produce un fuerte aumento de la sensibilidad de los procesos implicados en la dinámica del nitrógeno inorgánico en el suelo Prado humectado al 65% c.c. Es obvio que este comportamiento, a pesar de estar limitado a un número reducido de muestras, resulta contrario al experimentado por las muestras del suelo Robledal, en las que la sensibilidad disminuía, por lo menos, en los 10 primeros días de la incubación, por lo que se podría pensar que en el suelo Prado, en determinadas condiciones, se pueden desarrollar procesos relacionados con los compuestos de nitrógeno inorgánico que, al menos, inicialmente son más sensibles a la temperatura de incubación que en el suelo Robledal.

Tabla 5.99.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{tinorg}$) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

$N-NH_4^+$				$N-NO_3^-$				$N-N_{tinorg}$			
M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}
4003	0,00	-	-	4003	0,76 ^d	0,150	4,49	4003	0,65 ^e	0,099	2,68
4010	0,00	-	-	4010	0,66 ^e	0,183	6,23	4010	0,28	-0,285	0,06
4024	0,00	-	-	4024	0,01	-0,016	0,85	4024	0,00	-	-
4042	0,00	-	-	4042	0,00	-	-	4042	0,70 ^e	0,132	3,75
6503	0,00	-	-	6503	0,00	-	-	6503	0,63 ^e	-0,440	0,01
6510	0,00	-	-	6510	0,26	0,026	1,30	6510	0,92 ^b	0,074	2,10
6524	0,00	-	-	6524	0,41	0,090	2,46	6524	0,85 ^b	0,232	10,23
6542	0,00	-	-	6542	0,58	0,066	1,93	6542	0,96 ^a	0,103	2,81
8003	0,00	-	-	8003	0,00	-	-	8003	0,00	-	-
8010	0,00	-	-	8010	0,00	-	-	8010	0,00	-	-
8024	0,00	-	-	8024	0,00	-	-	8024	0,00	-	-
8042	0,00	-	-	8042	0,00	-	-	8042	0,63 ^e	0,093	2,54
10003	0,00	-	-	10003	0,36	0,104	2,82	10003	0,31	-0,297	0,05
10010	0,00	-	-	10010	0,00	-	-	10010	0,80 ^c	0,103	2,80
10024	0,00	-	-	10024	0,00	-	-	10024	0,00	-	-
10042	0,00	-	-	10042	0,00	-	-	10042	0,00	-	-

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

5.12.2.3. Suelo Cultivo-patata

N-NH₄⁺

Los ajustes con significación estadística para la mineralización de las formas amonio en este suelo tienen valores de coeficiente de correlación r comprendidos entre 0,82 para las muestras con humedad 80% c.c. y 42 días de incubación y $r = 0,94$ para las muestras de 60% c.c. de humedad e incubadas durante 10 y 42 días y de 100% c.c. y 42 días. Se puede observar que salvo para los tiempos de incubación cortos, es decir, a los 3 días, para los demás casos (tiempos mayores de 3 días) los ajustes tienen, al menos, significación estadística ($p \leq 0,05$).

Además se puede comprobar (Tabla 5.100), que para las muestras con humedad inferior a la de capacidad de campo (60 y 80% c.c.), en general los mejores ajustes se dan a los 10 días de incubación, mientras que para las muestras al 100% c.c. se dan a los 42 días.

Las estimaciones obtenidas para b son mayores de cero, es decir positivas, en todos los casos estudiados y suelen tener valores similares, aunque en su conjunto son en general algo más altas en las muestras del 60% c.c. Por otra parte, los máximos de b se obtienen para las distintas humedades, a tiempos de incubación distintos; así, para 100% c.c. se obtienen a los 42 días, mientras que para 80% c.c. se obtienen a los 10 días y para 60% c.c. a los 24 y 42 días.

Los valores extremos de Q_{10} correspondientes a las muestras para las que las correlaciones son estadísticamente significativas, son 12,04 y 3,84 que se obtienen para las muestras con una humedad del 80% c.c. a 10 y 42 días de incubación, respectivamente. Al igual que sucedía para el parámetro b , los valores más altos de Q_{10} , en su conjunto, se obtienen para las muestras de humedad del 60% c.c. (Tabla 5.100). En el caso de las muestras con el 80% c.c. después del valor máximo (12,04) obtenido a los 10 días, el valor de Q_{10} disminuye con el tiempo y se reduce a valores comprendidos entre 4,76 y 3,84 obtenidos a los 24 y 42 días de incubación, respectivamente. En el caso de los suelos al 100% c.c. de humedad, el valor de Q_{10} aumenta con el tiempo de incubación, diferenciándose dos períodos, de 10 a 24 días y de 24 a 42 días, estos periodos están marcados por un gran incremento de los valores de Q_{10} , que pasa de valer 4,73 del día 10 a 9,48 en el día 42.

Teniendo en cuenta los valores de Q_{10} anteriormente comentados, se puede decir que la sensibilidad de los procesos de amonificación de los compuestos de nitrógeno a los cambios de temperatura varía con el nivel de humectación del suelo, de tal forma que dicha humectación puede originar que a medida que aumente el tiempo de incubación tales procesos sean más o menos sensibles a los cambios de temperatura. No obstante, por los datos obtenidos, se podría decir que la amonificación en que el suelo Cultivo- patata, en general, es más sensible a los cambios de temperatura que en los otros dos suelos y que es muy dependiente del nivel de humedad del mismo.

N-NO₃⁻

Para esta ecuación no existen ajustes estadísticamente significativos para la variación de la cantidad de nitratos en función de la temperatura en el suelo Cultivo-patata, ya que todos los valores de r están comprendidos entre 0 y 0,56 y, por tanto, al ser inferiores a 0,62 no son significativos para el nivel de probabilidad $p \leq 0,1$ (Tabla 5.100).

N-Ntinorg

Los valores obtenidos en los ensayos realizados a 60% c.c., en general, son los que mejor se ajustan a este modelo, ya que para el 75% de los ensayos los coeficientes de correlación tienen significación estadística $p \leq 0,1$, siendo $r = 0,95$ en las muestras incubadas durante 42 días. En el caso de los ensayos realizados al 80% c.c. y al 100% c.c., sólo cuando el tiempo de incubación es de 24 y 42 días, por tanto en el 50% de los ensayos, se producen ajustes significativos (Tabla 5.100).

Las estimaciones de b obtenidas para las correlaciones estadísticamente significativas tienen un valor superior a cero, es decir, son positivas. En el caso de los ensayos realizados a 60% c.c. después de 3 días de incubación se registra el valor máximo de b , que es 0,22, siendo la correlación de un nivel de significación $p \leq 0,05$, pero para 42 días de incubación se obtienen correlaciones cuyo nivel de significación es superior ya que es $p \leq 0,01$ y, en este caso, el valor de b es 0,14. En los ensayos realizados a humedades superiores al 60% c.c. (80% y 100% c.c.), en los casos en los que la correlación es significativa con nivel de significación $p \leq 0,01$, los valores de b son 0,09 y 0,11, y cuando el nivel de significación es $p \leq 0,05$, los valores de b son 0,07 y 0,11; como se puede apreciar, en estos casos los valores de b son inferiores al 0,14 de la muestra 6042. Por tanto, la influencia de la temperatura en la variación de la cantidad de Ntinorg es mayor cuando el contenido en agua del suelo es menor (60% c.c.) y cuanto menor es el tiempo de incubación.

Tabla 5.100.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻ y N-Ntinorg) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

N-NH ₄ ⁺				N-NO ₃ ⁻				N-Ntinorg			
M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}
6003	0,59	0,066	1,93	6003	0,56	-0,260	0,07	6003	0,77 ^d	0,216	8,67
6010	0,94 ^a	0,198	7,22	6010	0,00	-	-	6010	0,81 ^c	0,161	5,01
6024	0,93 ^a	0,226	9,57	6024	0,00	-	-	6024	0,00	-	-
6042	0,94 ^a	0,228	9,74	6042	0,00	-	-	6042	0,95 ^a	0,138	3,97
8003	0,39	0,060	1,82	8003	0,47	-0,052	0,59	8003	0,00	-	-
8010	0,92 ^b	0,249	12,04	8010	0,00	-	-	8010	0,00	-	-
8024	0,86 ^b	0,156	4,76	8024	0,25	0,119	3,28	8024	0,95 ^a	0,089	2,44
8042	0,82 ^c	0,134	3,84	8042	0,00	-	-	8042	0,67 ^c	0,072	2,05

10003	0,00	-	-	10003	0,00	-	-	10003	0,00	-	-
10010	0,86 ^b	0,155	4,73	10010	0,00	-	-	10010	0,00	-	-
10024	0,85 ^b	0,156	4,77	10024	0,00	-	-	10024	0,70 ^e	0,112	3,07
10042	0,94 ^a	0,225	9,48	10042	0,00	-	-	10042	0,93 ^a	0,109	2,97

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Lógicamente a condiciones de humedad del 60% c.c. y a los 3 días de incubación se obtiene un valor de Q_{10} elevado (8,67). Sin embargo, para los demás casos los valores del coeficiente de mineralización están comprendidos entre 5,01 (muestra 6010) y 2,05 (muestra 8042).

La evolución de Q_{10} es igual en los ensayos realizados a todas las humedades, de tal forma que en los casos en los que el ajuste es significativo el valor de Q_{10} disminuye durante la incubación hasta los 42 días. Por tanto, los tiempos de incubación largos (sobre todo superiores a 24 días) favorecen la disminución de los coeficientes de mineralización (Tabla 5.100).

En consecuencia, la sensibilidad de los procesos relacionados con la dinámica de los compuestos de nitrógeno inorgánico a los cambios de temperatura en el suelo Cultivo-patata disminuye con el tiempo de incubación y la mayor *sensibilidad* se produciría en los primeros días bajo condiciones de sequía, esto es, en las muestras humectadas al 60% c.c. a los 3 días de incubación.

5.12.2.4. Comparación entre los tres suelos

N-NH₄⁺

Si se realiza una comparación entre los resultados obtenidos al ajustar los valores de nitrógeno mineralizado de los tres suelos estudiados, a la ecuación de Van't Hoff se puede concluir que:

- El suelo de Robledal manifiesta una clara relación de tipo Van't Hoff entre la mineralización de las formas amoniacales y la temperatura de incubación, ya que la mayoría las correlaciones obtenidas tienen un nivel de significación $p \leq 0,01$.
- No existe una relación de este tipo entre la amonificación y la temperatura en el caso del suelo Prado, puesto que todos los ajustes a la ecuación de Van't Hoff tienen un valor de r igual a cero.
- El suelo Cultivo-patata manifiesta esta relación, entre amonificación y temperatura en algunos casos para los diferentes niveles de humedad del suelo. Para estos casos las correlaciones son, en general, de un nivel de significación $p \leq 0,02$, aunque para algunas de las muestras el nivel de significación es $p \leq 0,1$. Por tanto, este suelo tiene

un comportamiento más afín al suelo Robledal que al suelo Prado, pero se diferencian, entre otras cosas, en la importancia que ejercen el tiempo y la temperatura de incubación en los procesos implicados en la variación de la cantidad de formas amonio.

Ahora bien, si se comparan los valores máximos medios del parámetro b de ambos suelos, esto es, el valor medio de los valores más altos estimados para cada nivel de humedad y suelo (Robledal: su b_{media} máxima para todos los grados de humedad es 0,12 y en Cultivo-patata: su b_{media} máxima para todos los grados de humedad es 0,23), se puede deducir que es mayor la influencia de la temperatura en tales procesos de amonificación en el suelo Cultivo-patata que en Robledal.

Además, los valores máximos de b en el suelo Robledal se dan a los 3 días de incubación para todos los contenidos de humedad del suelo superiores al 39% c.c. y para esta humedad se produce a los 10 días. En el suelo Cultivo-patata no se observa una relación neta entre grado de humedad, tiempo y valor de b , ya que para los contenidos de humedad del 60% y del 100% c.c. el máximo valor de b se obtiene a los 42 días, y para el del 80% c.c. se obtiene a los 10 días. En consecuencia, el papel de la humedad como amortiguador del efecto de la temperatura a medida que aumenta el tiempo de incubación es importante en el suelo Robledal y no queda claro en el suelo Cultivo-patata.

Como es conocido, los valores de b determinan los de Q_{10} , por lo que estos últimos serán superiores en el suelo Cultivo-patata que en Robledal. Así, si se hace un análisis de los valores medios de Q_{10} para cada grado de humedad, se observa que:

- En el suelo Cultivo-patata el valor medio de Q_{10} ($Q_{10media}$) para las muestras con una humedad del 60% c.c. es 8,84; para las del 80% c.c. es 6,88 y para las del 100% c.c. es 6,32. De igual manera, en el suelo Robledal, $Q_{10media}$ para las muestras con una humedad del 39% c.c. es 3,39; para las del 65% c.c. es 2,88; para las del 80% c.c. es 2,17 y para las del 100% c.c. es 2,27. Por tanto el valor medio de Q_{10} del suelo Cultivo-patata para cada grado de humedad es del orden de 3 veces superior que el valor correspondiente al de Robledal.
- El $Q_{10media}$ en el suelo Cultivo-patata disminuye con el grado de humedad del suelo, en el caso del suelo Robledal también tiende a disminuir, aunque no tan claramente. En todo caso se puede decir que el contenido de humedad del suelo es un factor muy importante en los procesos de formación de las formas amonio, de tal forma que cuanto menor sea la humedad mayor es el coeficiente de mineralización.
- Dado que Q_{10} es un indicador de la sensibilidad a los cambios de la temperatura, del análisis anterior se podría inferir que, en general, los procesos de amonificación son más sensibles a los cambios de temperatura en el suelo Cultivo-patata que en Robledal y que el nivel de humectación del suelo contribuye de manera importante

en el desarrollo y evolución de dicha sensibilidad, sobre todo en el suelo Cultivo-patata.

N-NO₃⁻

Al comparar los resultados de los tres suelos, Robledal, Prado y Cultivo-patata, se puede decir que la variación de la cantidad de las formas nitrato no evoluciona mediante una relación de tipo Van't Hoff con la temperatura de incubación, ya que para los tres suelos de ensayo no se obtienen ajustes con significación estadística, por ello cabe pensar que la dinámica de los procesos de nitración en los tres suelos estudiados guarda una relación distinta con la temperatura y que, además, depende de otros factores medioambientales, por lo que no puede ser explicada mediante esta ecuación.

N-Ntinorg

Como resumen se puede decir, que los resultados experimentales obtenidos en relación con la variación de la cantidad de las formas de nitrógeno inorgánico en función de la temperatura en los tres suelos estudiados, tienen ajustes al modelo de Van't Hoff de distinta significación estadística. Teniendo en cuenta los valores de las Tablas 5.98, 5.99 y 5.100, se puede calcular que de los ajustes obtenidos para los valores de nitrógeno total inorgánico, en el suelo Robledal el 81% son de significación $p \leq 0,02$, el 13% son de $p \leq 0,1$ y el 6% son de $p \leq 0,05$; en el suelo Prado el 75% tienen un nivel de significación de $p \leq 0,1$, el 18% del $p \leq 0,02$ y el 7% del $p \leq 0,05$ y, por último, en el suelo Cultivo-patata el 58% tienen un nivel de significación de $p \leq 0,1$ y el 42% de $p \leq 0,02$. Es decir, que al igual que en el estudio de las formas amonio:

- En el suelo Robledal se obtienen mejores ajustes para la relación exponencial de Van't Hoff entre la variación de la cantidad de N-Ntinorg y la temperatura de incubación, aunque no se dan para la totalidad de los casos estudiados, por lo que un 20% de los datos obtenidos no pueden ser explicados por esta relación.
- En el suelo Prado, solo una cuarta parte de los datos de N-Ntinorg obtenidos en las incubaciones a diferente temperatura y humedad pueden ser explicados mediante esta ecuación.
- En el suelo Cultivo-patata pueden ser explicados casi la mitad de los datos de N-Ntinorg obtenidos en las incubaciones a diferente temperatura y humedad. Por tanto, este suelo, tiene un comportamiento intermedio entre los dos anteriores.

Ahora bien, si se comparan los valores máximos medios de **b** (valor medio de los valores máximos de **b**) para los tres suelos (Robledal, 0,08; Prado, 0,23 y Cultivo-patata, 0,12), se puede deducir que la influencia de la temperatura en los procesos implicados sigue la secuencia (de más a menos): Prado, Cultivo-patata y Robledal.

Además los valores máximos de b se dan, en los tres suelos, a días distintos de incubación, para los diferentes contenidos de humedad del suelo (Tablas 5.98. 5.99 y 5.100). Por tanto, no se observa una relación clara entre grado de humedad, tiempo y valor de b . Sin embargo, en los suelos Robledal y Cultivo-patata el aumento del nivel de humedad disminuye los valores máximos de b , por lo que la humedad disminuye la influencia de la temperatura.

Los valores de b determinan los de Q_{10} , por lo que estos últimos, serán superiores en el suelo Prado, que en Cultivo-patata y Robledal, por este orden. Así, si se hace un análisis de los valores medios de Q_{10} para cada grado de humedad, se determina que:

- En el suelo Prado para las muestras con una humedad del 65% c.c. el valor de $Q_{10\text{media}}$ es 5,04 (es la única humedad que en el 100% de los ensayos tiene correlaciones estadísticamente significativas).
- En el caso del suelo Cultivo-patata el valor medio de Q_{10} para las muestras de humedad del 60% c.c. es 4,49; para las de 80% c.c. es 2,43 y para las de 100% c.c. es 2,97.
- De igual manera, en el suelo Robledal el valor medio de Q_{10} ($Q_{10\text{media}}$) para las muestras con una humedad del 39% c.c. es 4,54; para las del 65% c.c. es 2,28; para las del 80% c.c. es 1,91 y para las del 100% c.c. es 1,74.

Por tanto, en los suelos Cultivo-patata y Robledal se pone de manifiesto que el valor medio de Q_{10} ($Q_{10\text{media}}$) disminuye a medida que aumenta el grado de humedad del suelo; además cuando los suelos tienen un nivel de humectación del 60 ó 65% c.c., la sensibilidad a los cambios de temperatura en la secuencia de mayor a menor es Prado, Cultivo-patata y Robledal, siendo del orden de 2 veces superior en los otros dos suelos con respecto al de robledal. Por ello, se puede llegar a la conclusión de que la humedad reduce el efecto de la temperatura sobre los procesos implicados en la variación de la cantidad de las formas de N-Ntinorg.

Por lo que respecta a la sensibilidad, considerando los anteriores datos, se puede concluir que los procesos que determinan el balance del nitrógeno inorgánico en condiciones de humectación del 60 ó 65% de capacidad de campo son el doble de sensibles a los cambios de temperatura en los suelos Prado y Cultivo-patata que en el suelo Robledal.

Para esta relación no se pueden establecer pautas de comportamiento entre humedad, tiempo y el valor medio de Q_{10} ($Q_{10\text{media}}$) ya que éste es muy variable.

Estos resultados ponen en evidencia que sólo en el suelo Robledal la dinámica del nitrógeno inorgánico puede ser explicada por la ecuación de Van't Hoff, lo que implica que a más temperatura más producción neta de nitrógeno inorgánico. Sin embargo, en los otros dos suelos no sucede así, por tanto, en estos suelos la dinámica del nitrógeno inorgánico

está más influenciada por otros factores ambientales distintos a la temperatura, tales como la humedad, aireación, pH,...

5.12.3. Ecuación de Lloyd y Taylor

Como ya se indicó anteriormente la ecuación es:

$$N_{min} = e^{-E_0 \left((1/t-227) - (1/T_0-227) \right)}$$

Se considera que la temperatura óptima es 15 °C, al igual que en el apartado de Respiración, y se interpreta E_0 como un parámetro adimensional relacionado con la Energía de Activación. Al igual que se comentó en la mineralización del carbono, cuanto mayor sea el valor de E_0 , en los casos en los que la temperatura de incubación sea superior a 15 °C, más aumentará la mineralización de los compuestos de nitrógeno, ya que las velocidades de las reacciones estarán más activadas.

Para calcular r y E_0 se utilizó el programa informático anteriormente citado, después de ajustar los valores de las distintas formas de nitrógeno ($N-NH_4^+$, $N-NO_3^-$ y $N-N_{inorg}$) obtenidos mediante las incubaciones de 42 días de duración de los suelos Robledal, Prado y Cultivo-patata bajo diferentes condiciones de humedad y temperatura a la ecuación de Lloyd y Taylor (1994).

5.12.3.1. Suelo Robledal

$N-NH_4^+$

Los ajustes para este modelo en general son buenos ya que los valores del coeficiente r están comprendidos en la horquilla de 0,97 a 0,75, correspondientes a los resultados de los ensayos realizados con las muestras menos húmedas (39% c.c.), el primero de ellos después de ser incubadas durante 42 días y el segundo a los 10 días. También hay que destacar que a esta misma humedad para las muestras incubadas solamente 3 días la correlación es cero. La significación estadística para la mayoría de los resultados obtenidos es $p \leq 0,001$ (Tabla 5.101).

Las estimaciones para E_0 son positivas en todos los casos en los que el ajuste es estadísticamente significativo. Además, para cada condición de humedad E_0 disminuye hasta el día 24 de incubación, pero a partir de este día aumenta en todos los casos estudiados (Tabla 5.101). El menor valor de E_0 (252,67) se obtiene en condiciones de capacidad de campo (c.c.) y después de 24 días de incubación (muestra 10024); además, para todos los tiempos control a esta humedad se estiman los valores menores de E_0 , si se exceptúa el de las muestras 1003.

Después de analizar los datos obtenidos al ajustar los valores de las formas amonio obtenidas para este suelo para las distintas condiciones de humedad y temperatura a la ecuación de Lloyd y Taylor, se podría pensar que:

- Las reacciones químicas relacionadas con las formas amoniacales están favorecidas, al cabo de 24 días de incubación en condiciones de capacidad de campo, ya que es cuando E_0 tiene el valor más bajo y las velocidades de dichas reacciones se activarían más con el incremento de la temperatura de incubación.
- Para este tiempo óptimo (24 días), cuanto menor es la humedad menor es la frecuencia de las reacciones químicas implicadas, ya que los valores de E_0 van aumentando al disminuir la humedad y, por tanto, la influencia de la temperatura de incubación sería mayor, es decir, en el suelo más seco siempre sería necesaria mayor temperatura para que tengan lugar las reacciones de amonificación que en el suelo con mayor humedad. Sucede de igual forma para todas las humedades, esto es, el valor de E_0 aumenta si el periodo de incubación se prolonga de 24 a 42 días.

N-NO₃⁻

La significación estadística obtenida para todos los ajustes de los resultados experimentales a esta ecuación, es inferior a $p \leq 0,1$ (Tabla 5.101). Por tanto, la evolución de las formas nitrato en las muestras del suelo Robledal incubadas a las distintas temperaturas y humedades de este estudio, no puede ser explicada mediante la función exponencial de Lloyd y Taylor.

Tabla 5.101.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Lloyd y Taylor para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻ y N-Ntinorg) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

Muestra	N-NH ₄ ⁺		N-NO ₃ ⁻		N-Ntinorg	
	<i>r</i>	<i>E₀</i>	<i>r</i>	<i>E₀</i>	<i>R</i>	<i>E₀</i>
3903	0,00	-	0,00	-	0,74 ^d	1133,61
3910	0,75 ^d	662,49	0,00	-	0,79 ^d	369,01
3924	0,96 ^a	570,95	0,66 ^c	349,37	0,96 ^a	547,97
3942	0,97 ^a	624,77	0,39	322,18	0,98 ^a	562,09
6503	0,91 ^b	707,00	0,00	-	0,85 ^b	563,00
6510	0,94 ^a	432,03	0,00	-	0,83 ^c	258,60
6524	0,89 ^b	376,79	0,11	211,59	0,93 ^b	365,86
6542	0,94 ^a	470,14	0,45	-236,23	0,92 ^b	360,13
8003	0,87 ^b	450,55	0,00	-	0,91 ^b	355,12
8010	0,95 ^a	377,37	0,00	-	0,91 ^b	274,09
8024	0,91 ^b	288,75	0,00	-	0,95 ^a	250,97
8042	0,93 ^b	365,73	0,00	-	0,93 ^b	305,46
10003	0,90 ^b	619,10	0,57	-566,61	0,59	304,82
10010	0,91 ^b	309,64	0,00	-	0,84 ^b	211,63
10024	0,85 ^c	252,67	0,00	-	0,95 ^a	254,58
10042	0,82 ^c	312,87	0,00	-	0,96 ^a	270,82

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

N-Ntinorg

El coeficiente r varía entre 0,59 y 0,98, ambas correlaciones corresponden a los ensayos 1003 y 3942, respectivamente; ahora bien si se tienen en cuenta los resultados con significación estadística $p \leq 0,1$, la horquilla se reduce de 0,74 a 0,98, aunque el único caso en el que no es significativo es la muestra 1003. En general, para las incubaciones realizadas a cada humedad el valor del coeficiente r aumenta con el tiempo de incubación.

El parámetro E_0 es positivo en todos los casos y teniendo en cuenta las estimaciones obtenidas para el mismo (Tabla 5.101), la mayor activación de las velocidades de las reacciones relacionadas con las formas de nitrógeno inorgánico, se produciría en condiciones de 100% c.c. después de 10 días de incubación y a 35 °C de temperatura, ya que para estas muestras se obtiene el menor valor de E_0 (211,63). No obstante, a esta humedad de capacidad de campo, a medida que aumenta el tiempo de incubación, tanto la E_0 como los valores de los coeficientes de correlación aumentan, de modo que a los 42 días el valor de r es 0,96 y el valor estimado para E_0 es de 270,82.

Sin embargo, en condiciones de humedad del 39% c.c. y tras sólo 3 días de incubación, la frecuencia esperada de dichas reacciones sería muy baja, ya que E_0 es 1.133,61, siendo, por tanto, muy importante la influencia de la temperatura. No obstante, con el tiempo dicha frecuencia se incrementaría, ya que los valores de E_0 se reducen a más de la mitad (Tabla 5.101).

5.12.3.2. Suelo Prado

N-NH₄⁺

Todos los ajustes realizados dan como valor de r cero. Por tanto la dinámica de las formas amoniacales en el suelo Prado no se puede explicar mediante la ecuación de Lloyd y Taylor.

N-NO₃⁻

Los valores de las correlaciones r oscilan entre 0,00 y 0,70, valores que corresponden a las muestras 7924 y 403, respectivamente (Tabla 5.102). Al tener en cuenta los niveles de significación estadística considerados para este estudio, sólo los ajustes de las muestras 403 y 6542 alcanzan el nivel mínimo de significación $p \leq 0,1$, por lo que dada la casi total ausencia de ajustes significativos se puede decir que tampoco la dinámica de los nitratos en el suelo Prado puede ser explicada por la ecuación de Lloyd y Taylor.

N-Ntinorg

La horquilla que va de 0,00 a 0,98 engloba los valores de r obtenidos para los diferentes ensayos. De todos ellos sólo pueden ser explicados el 50% de los datos con un nivel de significación entre $p \leq 0,001$ y $p \leq 0,1$ mediante este modelo matemático. Los

mejores ajustes se producen cuando el contenido de humedad del suelo es del 65% c.c., obteniéndose para esta humedad y a los 10 días de incubación el valor más elevado de r (0,92) (Tabla 5.102).

Los valores de E_0 obtenidos para los casos en los que el ajuste es significativo oscilan en un intervalo muy amplio, desde -1.502,07 a 1.149,37; estos dos valores extremos del intervalo se estiman a los 3 y 24 días de incubación de las muestras que tienen un grado de humedad del 65% c.c. El valor de E_0 positivo más bajo (358,23) también se obtiene a esta humedad para los 10 días de incubación. Del análisis de los datos obtenidos se puede deducir que las mejores condiciones para que tengan lugar los procesos de mineralización relacionados con las formas de nitrógeno total inorgánico serían una humectación del 65% c.c. y un período de incubación de 10 días, ya que es cuando E_0 tiene el valor más bajo y positivo (358,23) y la correlación tiene una significación estadística de nivel $p \leq 0,01$. No obstante, se puede observar que para esta misma humedad y después de 42 días de incubación, la correlación tiene un mayor nivel de significación ya que este es de $p \leq 0,001$, aunque para estas muestras E_0 es superior (503,53) que a los 10 días, por lo que sería de esperar que se alcance este nivel de energía necesario para que tenga lugar la reacción, para lo cual sería muy importante y determinante la influencia de la temperatura en tal proceso.

Tabla 5.102.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Lloyd y Taylor para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (N-NH_4^+ , N-NO_3^- y N-Ntinorg) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

Muestra	N-NH_4^+		N-NO_3^-		N-Ntinorg	
	r	E_0	r	E_0	r	E_0
4003	0,00	-	0,70 ^e	721,669	0,59	462,083
4010	0,00	-	0,59	875,175	0,27	-985,325
4024	0,00	-	0,00	-	0,00	-
4042	0,00	-	0,00	-	0,79 ^d	655,555
6503	0,00	-	0,00	-	0,63 ^e	-1502,07
6510	0,00	-	0,30	141,802	0,92 ^b	358,227
6524	0,00	-	0,50	455,300	0,90 ^b	1149,371
6542	0,00	-	0,66 ^e	327,018	0,98 ^a	503,534
8003	0,00	-	0,00	-	0,00	-
8010	0,00	-	0,00	-	0,00	-
8024	0,00	-	0,03	-54,5687	0,65 ^e	556,129
8042	0,00	-	0,00	-	0,73 ^d	458,890
10003	0,00	-	0,24	331,585	0,32	-2037,31
10010	0,00	-	0,00	-	0,85 ^b	375,855
10024	0,00	-	0,00	-	0,00	-
10042	0,00	-	0,00	-	0,48	1201,634

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Como se puede comprobar, la influencia del tiempo de incubación es variable, ya que a la vista de los resultados parece que no se pueden establecer pautas claras de comportamiento; al menos para humedades por debajo de la de capacidad de campo.

De todos modos, para el conjunto de los datos experimentales obtenidos en los ensayos realizados con el suelo Prado, el modelo de Lloyd y Taylor no ofrece una buena explicación de los mismos, por lo que cobra fuerza la hipótesis de que además de la temperatura, existen otros factores que afectan a la dinámica del nitrógeno en el suelo.

5.12.3.3. Suelo Cultivo-patata

N-NH₄⁺

El coeficiente de correlación r oscila entre los valores 0 y 0,92 que se registran en las muestras 1003 y 6010, respectivamente (Tabla 5.103). Por otra parte, sólo el 75% del total de los ajustes tiene significación estadística con un nivel de, al menos, $p \leq 0,1$.

Del análisis de los datos obtenidos se deduce que los ensayos realizados a una humedad del 60% c.c. y para tiempos a partir de los 10 días de incubación son los que tienen correlaciones con mayor significación estadística (entre $p \leq 0,02$ y $p \leq 0,01$) ya que r varía de 0,89 a 0,96 (Tabla 5.103). En el caso de los ensayos al 80% c.c., las correlaciones obtenidas a los 10 y 24 días de incubación ($r = 0,90$ y $0,82$ respectivamente) son las mejores, y para los ensayos al 100% c.c. los mejores ajustes se obtienen a 10 y 42 días, siendo en este caso los valores respectivos de r 0,81 y 0,91. Ante estos resultados se puede decir que en este suelo para obtener ajustes estadísticamente significativos, es decir, que la temperatura influya en la formación de nitrógeno amoniacal, son necesarios como mínimo 10 días de incubación, sea cual sea el grado de humedad del suelo. Además el tiempo de incubación mejora el ajuste de los ensayos realizados a 100% c.c., aunque sucede lo contrario en los ensayos realizados al 80% c.c.

Los valores de las estimaciones para E_0 son siempre positivos y, en consecuencia, las velocidades de reacción podrían incrementarse por efecto de la temperatura; generalmente, a los valores altos de E_0 (entre 1098 y 642) es a los que le corresponden ajustes significativos (Tabla 5.103). Teniendo en cuenta los valores de E_0 , las mejores condiciones para las reacciones de amonificación se darían en el suelo humectado al 80% c.c. incubado durante 42 días, pero la correlación de este ensayo tiene un nivel de significación estadística inferior al de todos los demás casos en los que el ajuste es significativo. Para correlaciones con nivel de significación $p \leq 0,001$ los valores de E_0 aumentan un poco, como en el caso de las muestras 10010 y 8024 para las que son 747,36 y 750,74, respectivamente. La mayor significación y por tanto mejor correlación se obtiene para las muestras 6042, 8010 y 10042.

N-NO₃⁻

Para esta ecuación el 100% de los ajustes tienen un nivel de significación que no llega a $p \leq 0,1$. Por tanto los resultados obtenidos en este estudio no son explicados por este modelo matemático, siendo tal vez necesarios otros modelos que consideren otras variables del medio edáfico.

N-Ntinorg.

Las correlaciones obtenidas al ajustar los datos experimentales de Ntinorg a la ecuación de Lloyd y Taylor tienen distintos grados de significación estadística y sólo en el 50% de los casos tiene un nivel de significación de, al menos, $p \leq 0,1$. Los ensayos que tienen correlaciones significativas tienen una distribución a lo largo del tiempo, en la mayoría de los casos, al azar; solamente en los realizados con las muestras al 100% c.c. se puede decir que el tiempo de incubación mejora el nivel de significación estadística; así, a los 42 días el nivel de significación es $p \leq 0,01$. Este mismo nivel se observa para la muestra 6042, pero en la muestra 8024 el nivel está próximo a $p \leq 0,001$.

Las estimaciones de E_0 que se corresponden a correlaciones con significación estadística, son positivas y en los casos para los que tiene los valores más bajos, así para las muestras 8024 es 432,4, para 10042 es 532 y para 6542 es 674,44.

Tabla 5.103.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Lloyd y Taylor para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻ y N-Ntinorg) obtenidos en las humedades inferiores e iguales a capacidad de campo.

Muestra	N-NH ₄ ⁺		N-NO ₃ ⁻		N-Ntinorg	
	<i>r</i>	<i>E₀</i>	<i>r</i>	<i>E₀</i>	<i>r</i>	<i>E₀</i>
6003	0,55	301,86	0,56	-891,51	0,77 ^d	1060,04
6010	0,92 ^b	964,52	0,00	-	0,81 ^c	786,73
6024	0,89 ^b	1101,91	0,00	-	0,00	-531,61
6042	0,91 ^b	1111,32	0,00	-	0,96 ^a	674,44
8003	0,34	263,54	0,29	-209,34	0,00	-
8010	0,90 ^b	1219,13	0,00	-	0,00	-
8024	0,82 ^c	750,74	0,31	602,62	0,96 ^a	432,41
8042	0,77 ^d	641,99	0,00	-	0,67 ^e	346,99
10003	0,00		0,00	-	0,00	-
10010	0,81 ^c	747,36	0,00	-	0,00	-
10024	0,80 ^c	750,86	0,19	634,41	0,76 ^d	549,93
10042	0,91 ^b	1098,18	0,00	-	0,95 ^a	532,00

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Por consiguiente, los resultados experimentales del suelo Cultivo-patata tienen ajustes a este modelo matemático similares a los del suelo Prado, ya que para ambos se explican el 50% de los resultados hallados en la experimentación. Sin embargo, son peores que los obtenidos para el suelo Robledal, para el que se pueden explicar el 92% de los datos experimentales.

5.12.3.4. Comparación entre los tres suelos

N-NH₄⁺

Si se comparan los resultados obtenidos para los tres suelos estudiados se podría llegar a la conclusión de que en el suelo Cultivo-patata sería necesaria más energía de activación para que tuviesen lugar las reacciones que conducen a la formación de amonio, que en el suelo Robledal y, en consecuencia la influencia de la temperatura de incubación será más importante en el suelo Cultivo-patata para conseguir los niveles adecuados de energía.

La comparación con el suelo Prado no se puede realizar al ser los ajustes de los datos experimentales a esta ecuación estadísticamente no significativos.

N-NO₃⁻

Como se ha comentado para cada suelo la dinámica de los nitratos en los tres suelos estudiados no se puede explicar mediante esta ecuación.

N-N_{tinorg}

Al comparar los datos que tienen correlaciones con significación estadística de los tres suelos, se observa que las condiciones de humedad y tiempo que se corresponden con valores de E_0 bajos, son distintas. Así, para el suelo Robledal la mejor humedad es 100% c.c. y a partir de los 10 días de incubación, mientras que en el caso del Prado es 65% c.c., también, a partir de los 10 días y en el suelo de Cultivo-patata es 80% c.c. a partir de los 24 días. Estas observaciones llevan a pensar que los procesos relacionados con la dinámica de las formas de nitrógeno inorgánico total no están determinados únicamente por la humedad y la temperatura de incubación, sobre todo durante los primeros días de incubación, tal como se observa al comparar lo que sucede en los tres suelos una vez que transcurren, por lo menos, los 10 primeros días de incubación, se pone de manifiesto la influencia de la temperatura a niveles de humedad distintos en cada suelo, sobre todo en el suelo Robledal. Lo que puede validar aún más la idea de que los procesos relacionados con la química del nitrógeno inorgánico obedecen a otros parámetros edáficos intrínsecos para cada suelo.

5.13. Modelos de la evolución de las formas de nitrógeno inorgánico de los suelos en función de la temperatura, humedad y tiempo de incubación (condiciones aeróbicas)

5.13.1. Modelos seleccionados. Bondad de los ajustes

Este estudio se abarca siguiendo los modelos construidos y determinados para los tres suelos en el apartado dedicado a analizar los resultados referidos a la Respiración. En consecuencia, los resultados obtenidos para las incubaciones bajo diferentes condiciones de humedad, temperatura y tiempo para las distintas formas de nitrógeno inorgánico: nitrógeno total inorgánico (N-Ntinorg.), amonio (N-NH₄⁺) y nitratos (N-NO₃⁻), (representadas por N), se ajustaron a los siguientes modelos:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH \quad (1)$$

$$N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH \quad (2)$$

$$N_{min} = z + a_1 DTH \quad (3)$$

Además de los modelos utilizados previamente para los datos de respiración, también se probó con un nuevo modelo, muy utilizado en la bibliografía relativa a la mineralización del nitrógeno consultada, por lo que se decidió incluirlo también. El modelo es el siguiente:

$$N_{min} = z + a_1 DHe^T \quad (4)$$

En todos los casos, se obtuvieron los coeficientes de determinación (r^2) de las ecuaciones, así como los estadísticos de cada una de ellas. Los resultados obtenidos (Tabla 5.104) indican que todos los modelos tienen coeficientes de determinación con significación estadística $p \leq 0,1$, con excepción del r^2 del modelo (4) determinado para las formas nitrato en el suelo Cultivo-patata. Un análisis más detallado de los resultados obtenidos aporta la siguiente información:

- Para las formas de nitrógeno inorgánico total (N-Ntinorg.), el modelo máximo (modelo 1) es el que tiene mayor coeficiente de determinación en los tres suelos, siendo r^2 igual a 0,93 en el suelo Robledal, 0,82 en Prado y 0,86 en Cultivo-patata. Los demás modelos tienen valores de r^2 comprendidos entre 0,88 (modelo 2) y 0,40 (modelo 4) en el suelo Robledal; entre 0,71 (modelo 2) y 0,30 (modelo 4) en Prado y entre 0,82 (modelo 2) y 0,45 (modelo 4) en Cultivo-patata.
- Para las formas amoniacaes cambian los modelos que tienen r^2 más elevado según el tipo de suelo. Así, en el suelo Robledal es el modelo máximo el que tiene mayor r^2 (0,88) y para los demás modelos se repite el orden observado en las formas de nitrógeno inorgánico total, teniendo para el modelo (2) r^2 un valor de 0,79 y para el modelo (4) 0,47. Sin embargo, para los suelos Prado y Cultivo-patata el modelo con valores más altos de r^2 es el (4), siendo 0,77 y 0,85, respectivamente, los valores de dicho coeficiente; no obstante, el modelo máximo es, de los modelos restantes, el que tiene un r^2 mayor (0,62 y 0,66 para el suelo Prado y Cultivo-patata,

respectivamente) y el que tiene los coeficientes más bajos es el (3) (0,19 y 0,24, de forma respectiva para el suelo Prado y Cultivo-patata).

- Para las formas nitratos, al igual que para las formas de nitrógeno inorgánico total, el modelo que tiene mayores valores de r^2 es el modelo máximo, pero en este caso es en el suelo Prado donde se obtiene el mayor valor (0,51), siendo 0,40 para el suelo Robledal y 0,37 para Cultivo-patata. Para los tres suelos el modelo (2) es el siguiente en tener el r^2 mayor de los restantes, siendo sus valores 0,23, 0,26 y 0,32, respectivamente y el modelo (4) es, a su vez, el que tiene los valores de r^2 más pequeños (0,03 para Robledal; 0,02 para Prado y prácticamente cero, por lo que no tiene significación estadística, para el suelo Cultivo-patata).

En consecuencia, los modelos propuestos no tienen el mismo grado de explicación, o bondad del ajuste, de los resultados experimentales obtenidos para los tres suelos, ni tampoco para las distintas formas inorgánicas de nitrógeno para un mismo suelo, lo que hace pensar que la dinámica es distinta en cada suelo y para cada una de las formas de nitrógeno. Así, los peores ajustes para todos los modelos se corresponden con las formas nitratos para los tres suelos y los mejores, también para los tres suelos, para las formas de nitrógeno total inorgánico, salvo los correspondientes a los de las formas amoniacales en relación al modelo (4) en el suelo Cultivo-patata.

En los apartados siguientes se realiza un análisis más detallado sobre cada uno de los modelos propuestos, para cada forma de nitrógeno inorgánico y para los tres suelos, en base a los valores de los coeficientes de determinación y de los coeficientes de las variables de las ecuaciones.

5.13.2. Nitrógeno total inorgánico ($N-N_{tinorg.}$)

5.13.2.1. Análisis del modelo máximo (modelo 1)

Como ya se indicó anteriormente, el modelo máximo es el modelo siguiente:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$$

Se puede observar que en este modelo se consideran parámetros al cuadrado, de interacción y lineales de las tres variables independientes consideradas en este estudio. A continuación se describen los resultados obtenidos al ajustar los datos de nitrógeno total inorgánico de cada suelo a la ecuación del modelo máximo.

Suelo Robledal

Si se sustituyen los coeficientes por sus valores estimados se obtiene la siguiente expresión:

$$Nmin = 5,263 - 0,003D^2 + 0,017T^2 - 0,0003H^2 - 0,214 D + 0,025 H - 0,732 T + \\ 0,003 DH + 0,019 DT + 0,001 TH$$

La bondad del ajuste es $r^2 = 0,93$, lo que indica que esta ecuación explica el 93% de la varianza.

Tabla 5.104.- Valores de los coeficientes de determinación (r^2) obtenidos para los modelos seleccionados correspondientes a los tres suelos ensayados.

	r^2		
	N-N _{inorg}	N-NH ₄ ⁺	N-NO ₃ ⁻
Robledal			
$N_{\text{mex}} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$	0,93	0,89	0,41
$N_{\text{mex}} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$	0,88	0,79	0,23
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DTH$	0,84	0,72	0,15
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DHe^T$	0,40	0,47	0,03
Prado			
$N_{\text{mex}} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$	0,82	0,63	0,51
$N_{\text{mex}} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$	0,71	0,35	0,26
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DTH$	0,67	0,20	0,24
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DHe^T$	0,55	0,88	0,16
Cultivo-patata			
$N_{\text{mex}} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$	0,86	0,66	0,37
$N_{\text{mex}} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$	0,83	0,41	0,32
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DTH$	0,79	0,24	0,31
$N_{\text{mex}} = z + a_1 DHe^T$	0,45	0,85	0,00

Por tanto, el modelo máximo tiene para este suelo un valor explicativo alto. Por otra parte, del análisis de la varianza se puede concluir que rechaza la hipótesis nula y que, por consiguiente, existe algún tipo de asociación entre las cantidades de nitrógeno total inorgánico y las variables explicitadas en el modelo, por lo que éste es significativo (superior a $p \leq 0,001$).

Los estadísticos z , a_3 , a_5 y a_9 son los de menor significación y además no rechazan la hipótesis nula, por lo que pueden ser cero tanto el término independiente como los coeficientes de las variables H^2 , H y TH . El resto de los estadísticos rechazan la hipótesis nula siendo el coeficiente de mayor significación a_8 , que se corresponde con el término que representa a la integral térmica (DT) de la ecuación, al que le siguen (con la mitad de significación) a_2 y a_7 , que son los coeficientes de T^2 y DH y, por último, con significación menor a_6 , a_4 y a_1 , los cuales son coeficientes de T , D y D^2 , respectivamente. La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores predichos frente a los valores de los residuales se muestran en la figura 5.117.

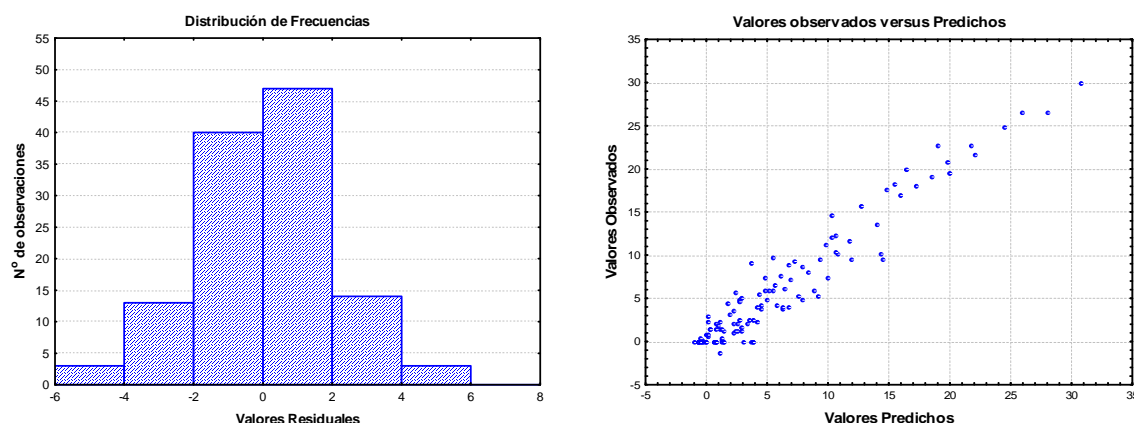


Figura 5.117.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo máximo (1).

Como se puede observar en el histograma de residuales, el 73% de los mismos tienen una diferencia máxima de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ en relación con los datos obtenidos para el nitrógeno total inorgánico mineralizado y las máximas diferencias entre los datos que predice el modelo y los datos de mineralización, tanto por defecto como por exceso, son de $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$. En el gráfico de distribución de los valores predichos frente a los observados se pone de manifiesto que la mayor dispersión tiene lugar a valores inferiores a los 15 mg kg^{-1} .

Suelo Prado

Al igual que para el suelo Robledal si se sustituyen los coeficientes por sus valores estimados resultantes del ajuste realizado se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = -9,513 + 0,002D^2 - 0,010T^2 - 0,001H^2 - 0,310 D + 0,175 H + 0,302 T - 0,0001 DH + 0,024 DT + 0,002 TH$$

El coeficiente de determinación (r^2) es 0,82, por lo que la bondad del ajuste es del 82% de explicación para los resultados de nitrógeno total inorgánico en el suelo Prado, aunque es menor que en el suelo de Robledal. El análisis de la varianza determina que es también significativo (superior a $p \leq 0,001$), ya que rechaza la hipótesis nula y pone de manifiesto que existe relación entre la variable dependiente (formas de nitrógeno total inorgánico) y las variables independientes del modelo.

No rechazan la hipótesis nula los coeficientes a_1 , a_3 , a_5 , a_6 , a_7 y a_9 ya que su significación, p , es mayor a 0,05 y, por tanto, hay riesgo de cometer error de tipo I; tales coeficientes multiplican a los términos D^2 , H^2 , H , T , DH y TH . Al igual que en el suelo Robledal, el coeficiente a_8 del término DT es el que tiene mayor significación, siguiéndole a_4 , a_2 y z (por este orden) que multiplican, a su vez, a D y T^2 . En la figura 5.118 se representan la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores de los predichos, respectivamente.

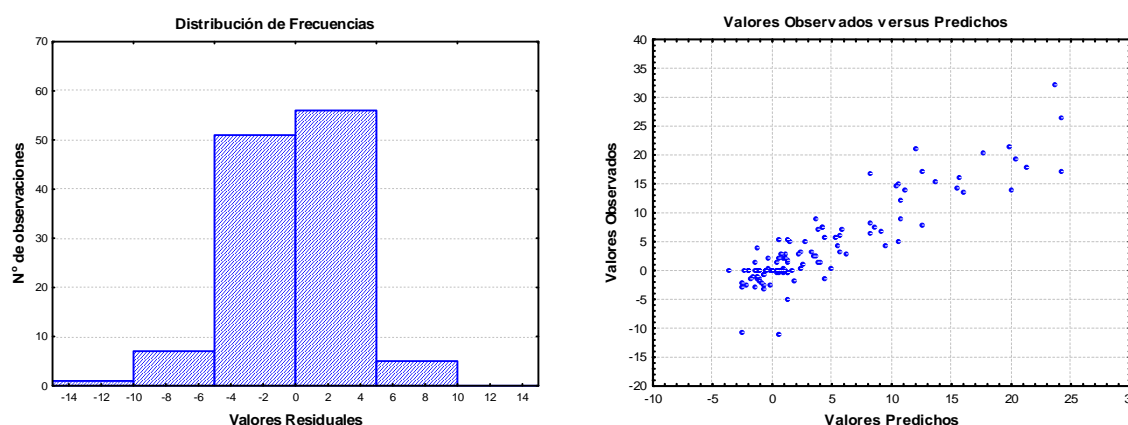


Figura 5.118.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo máximo (1).

En el histograma correspondiente a la distribución de frecuencias de los residuales se puede observar que el 89% de los valores predichos por el modelo difieren en $\pm 5 \text{ mg kg}^{-1}$ de los valores obtenidos para las formas de nitrógeno total inorgánico y las diferencias máximas pueden ser -15 ó 10 mg kg^{-1} por exceso o defecto de los valores predichos, por lo que este modelo es más impreciso para este suelo que para Robledal, a la hora de modelar los resultados de mineralización de las formas de nitrógeno total inorgánico. De igual

modo en el gráfico de valores observados frente a valores predichos se puede constatar dicha imprecisión ya que la dispersión de los puntos, en general, es elevada, aunque en este suelo es menor a valores de mineralización muy bajos.

Suelo Cultivo-patata

Se procede de la misma manera que con los datos de los dos suelos anteriores Robledal y Prado, esto es, se sustituyen los coeficientes por sus valores estimados resultantes del ajuste realizado y se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = 3,940 + 0,0003D^2 + 0,008T^2 + 0,0001H^2 - 0,177 D - 0,025 H - \\ - 0,296 T + 0,001 DH + 0,010 DT - 0,0004 TH$$

En este caso r^2 indica que la bondad del ajuste es 0,86 y, en consecuencia, este modelo explica el 86% de la varianza de los datos de mineralización de las formas de nitrógeno inorgánico total.

Su valor explicativo es superior al del suelo Prado, pero inferior al del Robledal y, al igual que en ellos, el análisis de la varianza indica que es significativo (superior a $p \leq 0,001$). Asimismo, no rechazan la hipótesis cero además del término independiente (z) los coeficientes a_1 , a_3 , a_5 , a_6 , a_7 y a_9 de los términos D^2 , H^2 , H , T , DH y TH , por lo que es semejante al suelo Prado. Como en los suelos anteriores a_8 , coeficiente del término DT , es el que tiene mayor significación y a continuación a_2 y a_4 coeficientes de T^2 y D .

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, se reflejan de forma respectiva en el histograma y en el gráfico de la figura 5.119.

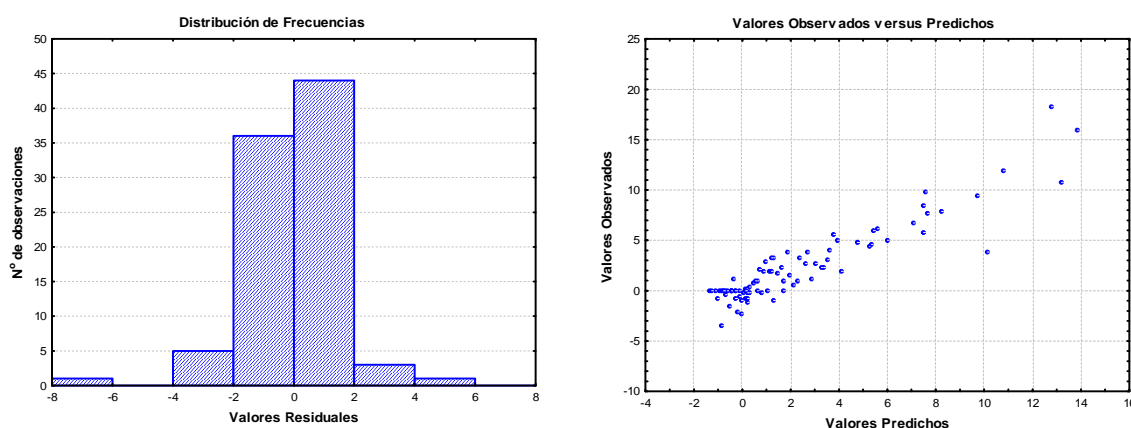


Figura 5.119.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo máximo (1).

Al igual que en los casos anteriores en el histograma se puede observar que el 88% de los valores predichos por el modelo difieren en $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ de los valores calculados

correspondientes a los datos experimentales y que las diferencias máximas por exceso y por defecto entre los mismos son de -8 y 6 mg kg⁻¹.

En el gráfico de la figura 5.119 la mayor concentración de puntos se localiza entre -2 y 4 mg kg⁻¹ siendo entre estos valores donde se puede observar la mayor dispersión. Asimismo el gráfico de valores observados frente a predichos muestra una dispersión muy semejante al mismo gráfico del modelo máximo.

5.13.2.2. Modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)

A continuación se explica con detalle, para cada suelo los resultados de ajustar a este modelo los valores de mineralización de N_{tinorg} . en las incubaciones bajo diferentes condiciones de humedad, temperatura y tiempo.

Suelo Robledal

La sustitución de los coeficientes por sus valores da lugar a la ecuación siguiente:

$$N_{min} = -2,143 + 0,180 T + 0,015 D - 0,016 H + 0,0002 TDH$$

El coeficiente de determinación (r^2) indica que la bondad del ajuste es 0,88, lo que implica un 88% de explicación de la variación total y, por tanto, una pérdida del 5% de explicación en relación con el modelo máximo.

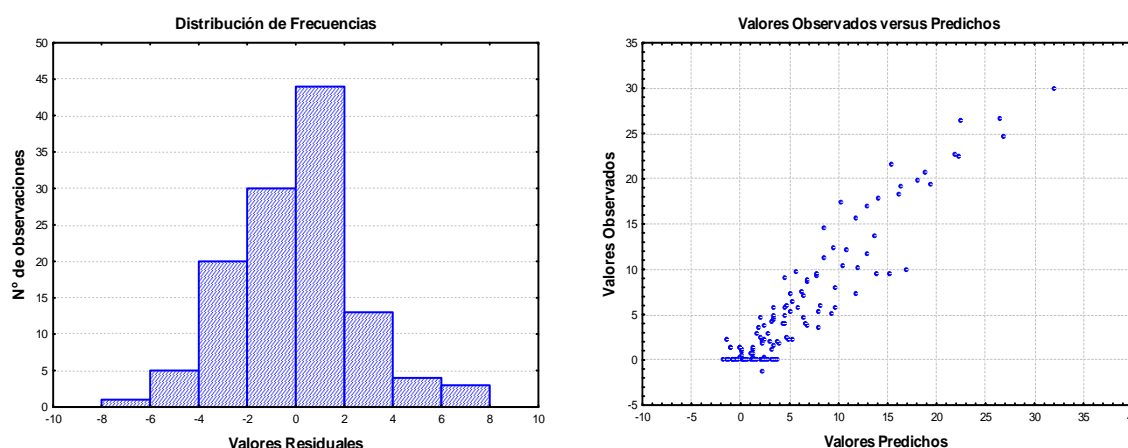


Figura 5.120.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N_{tinorg} al modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (2).

El modelo es significativo pero menos ($p \leq 0,001$) que el máximo y además se pierde un 5% de explicación en relación con el modelo máximo, pero tiene la ventaja de ser un modelo más sencillo ya que sólo incluye los tres términos lineales y un solo término no lineal o de interacción (TDH). Ahora bien, el término independiente z y los coeficientes de las variables D y H (a_2 y a_3 respectivamente), no rechazan la hipótesis cero; el coeficiente

con mayor significación es el del término no lineal ***TDH*** (a_4). En la figura 5.120 se pueden observar la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos. En el histograma de distribución de frecuencias se muestra que el 62% de los residuales tienen diferencias con los datos elaborados en este estudio de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$, por lo que este porcentaje disminuye un 11% en relación al del modelo máximo (73%) y las máximas diferencias entre residuales y datos experimentales aumentan de ± 6 a $\pm 8 \text{ mg kg}^{-1}$. Por otra parte, en el gráfico de valores observados frente a predichos se puede observar como el grado de dispersión de los puntos es mayor que en el caso del modelo máximo. En consecuencia, se puede concluir que este modelo matemático si bien es más sencillo, es menos predictivo y preciso que el modelo máximo.

Suelo Prado

La sustitución de los estadísticos, esto es, término independiente y coeficientes de las variables explicativas, por sus valores da lugar a la ecuación siguiente:

$$N_{min} = -1,745 + 0,138 T + 0,015 D - 0,034 H + 0,0002 TDH$$

El ajuste tiene un r^2 o bondad igual a 0,71, lo que equivale al 71% de explicación de la varianza y, por consiguiente, se pierde del orden de un 11% de explicación en relación con el modelo máximo.

Este modelo tiene un valor de significación menor ($p \leq 0,001$) que el modelo máximo. Los parámetros que no rechazan la hipótesis nula son z o término independiente, a_2 y a_3 , que son los coeficientes de las variables ***D*** y ***H***. El coeficiente de mayor significación es el del término no lineal ***TDH***, el cual es a_4 . Por tanto, el comportamiento del modelo en el suelo Prado es igual que en el suelo Robledal.

En la figura 5.121 se muestran tanto el histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos. En el histograma se puede observar que el 86% de los residuales tienen una diferencia con los valores elaborados en este estudio de $\pm 5 \text{ mg kg}^{-1}$, mientras que, para este mismo rango de diferencia, el porcentaje en el modelo máximo es del 89% y en el caso de las diferencias máximas se puede decir que la correspondiente a la predicción por exceso no varía (-15 mg kg^{-1}), mientras que la relativa a la predicción por defecto aumenta de 10 a 15 mg kg^{-1} . Asimismo, en el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver como los puntos muestran una dispersión generalizada que está muy marcada a partir de los valores predichos de 2 mg kg^{-1} .

Por tanto, se puede decir que este modelo matemático, aunque desde el punto de vista predictivo no supone una gran pérdida, implica una disminución importante de la explicación de la varianza y no aumenta el nivel estimativo del modelo máximo.

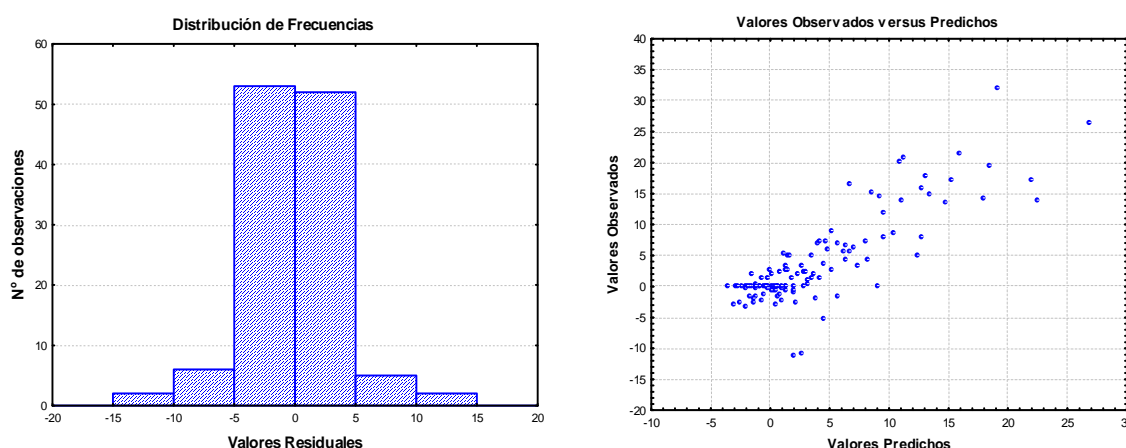


Figura 5.121.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (2).

Suelo Cultivo-patata

La sustitución de los coeficientes por los valores obtenidos en el ajuste realizado da lugar a la ecuación siguiente:

$$N_{min} = 1,674 + 0,043 T - 0,019 D - 0,040 H + 0,0001 TDH$$

Este modelo tiene una bondad: $r^2 = 0,83$, es decir, su nivel de explicación de la varianza es del 83% y por ello, en relación con el modelo máximo la diferencia de explicación es del 3%.

Es un modelo menos significativo ($p \leq 0,001$) que el modelo máximo y no rechazan la hipótesis cero z , a_1 y a_2 , es decir, el término independiente y los coeficientes de las variables T y D . Al igual que en los otros dos suelos, el coeficiente más significativo es el del término no lineal TDH , a_4 . En el histograma y en el gráfico de la figura 5.122 se pueden observar la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos.

De dicha observación se puede decir que, al igual que en el modelo máximo, el 88% de los residuales muestran una diferencia con los valores de los datos elaborados de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ y que las diferencias máximas entre ellos aumentan tanto por exceso como por defecto, siendo dichos valores -8 y 10 mg kg^{-1} , respectivamente, aunque el porcentaje de tales residuales es de tan solo un 2%, de tal forma que para el 98% de ellos las diferencias son de $\pm 4 \text{ mg kg}^{-1}$ como en el modelo máximo, aunque en este último predomina la predicción por defecto, mientras que en el modelo (2) la predicción es simétrica, es decir que el porcentaje de las predicciones es el mismo, tanto por exceso como por defecto. Asimismo el gráfico de valores observados frente a predichos muestra una dispersión muy semejante al mismo gráfico del modelo máximo pudiéndose ver que los dos puntos de mayor dispersión se corresponden con los valores de predicción próximos a los 10 mg kg^{-1} .

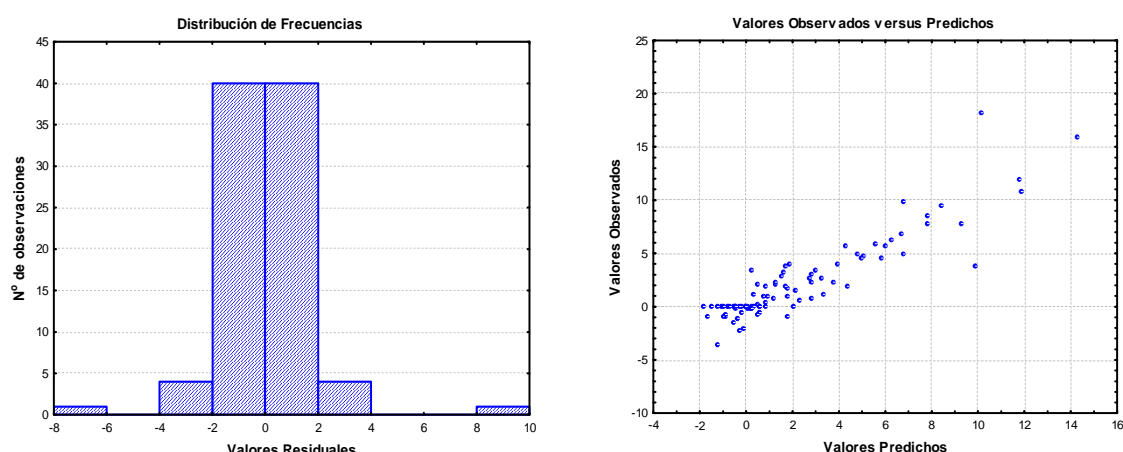


Figura 5.122.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (2).

Como consecuencia de todo lo anterior, se podría concluir que en el caso del suelo Cultivo-patata esta ecuación prácticamente tiene el mismo nivel predictivo que el modelo máximo, pero se pierde un 3% de la explicación de la varianza y el término independiente es negativo, en relación con dicho modelo.

5.13.2.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)

Dado que los resultados obtenidos al realizar el ajuste de los datos elaborados sobre la mineralización de nitrógeno total inorgánico a esta ecuación no fueron lo suficientemente relevantes como para realizar un análisis individualizado para cada suelo, se opta por describir tales resultados de forma conjunta para los tres suelos estudiados.

Al igual que para los modelos anteriores se sustituyen los coeficientes por sus valores resultando las ecuaciones siguientes para cada suelo

$$N_{min} = 0,513 + 0,000215 \mathbf{DTH} \quad (\text{Suelo Robledal})$$

$$N_{min} = -1,107 + 0,00019 \mathbf{DTH} \quad (\text{Suelo Prado})$$

$$N_{min} = -0,744 + 0,000102 \mathbf{DTH} \quad (\text{Suelo Cultivo-patata})$$

La bondad del modelo es inferior a la del modelo máximo para cada suelo, ya que los r^2 son 0,84 para Robledal, 0,67 para Prado y 0,79 para Cultivo-patata, por lo que no sería el mejor modelo predictivo. Sin embargo, la simplicidad del modelo y los resultados observados en el modelo anterior (modelo 2) podrían justificar la pérdida de explicación de los datos determinados experimentalmente y, por tanto, se podría considerar la posibilidad de que pudiera ser un modelo estimativo mejor. No obstante, los valores estimados para a_1 (el coeficiente de **DTH**) son muy bajos para los tres suelos. Además en el análisis de los datos estimados, para los suelos Robledal y Cultivo-patata, se muestra la advertencia, en

los resultados aportados por el programa utilizado, de que no dichos resultados no son fiables, asimismo se detecta que no existe intervalo de confianza para tales datos y que el modelo no es adecuado, por lo que se desestima como posible modelo explicativo de los resultados obtenidos para las formas de nitrógeno total inorgánico en ambos suelos. Sin embargo, para el suelo Prado no existe tal advertencia y resulta ser un modelo más adecuado que para los otros dos suelos, pero la amplitud del intervalo de confianza al 95% para los valores estimados es muy pequeña, de -2,08 a -0,13 mientras que los valores extremos de N-Ntinorg son -10,98 y 32,07; por lo tanto, también se desestima como posible modelo explicativo.

5.13.3.4. Modelo $N_{min} = z + a_1 DHe^T$ (modelo 4)

Se describen los resultados obtenidos al ajustar los valores de N-Ntinorg mineralizado en cada una de las incubaciones realizadas a diferentes temperaturas, humedades y tiempos de los tres suelos estudiados.

Al sustituir los coeficientes estimados para cada suelo resultan las ecuaciones siguientes:

$$N_{min} = 4,663 + 4,415 \times 10^{-18} DHe^T \text{ (Suelo Robledal)}$$

$$N_{min} = 2,686 + 3,794 \times 10^{-18} DHe^T \text{ (Suelo Prado)}$$

$$N_{min} = 1,468 + 2,235 \times 10^{-18} DHe^T \text{ (Suelo Cultivo-patata)}$$

Aunque la sencillez del modelo podría determinar su posible elección, a pesar de que la bondad, r^2 , es sólo 0,40 para Robledal, 0,30 para Prado y 0,45 para Cultivo-patata, no es adecuado para explicar los resultados experimentales obtenidos sobre la mineralización de nitrógeno total inorgánico en función de la temperatura, humedad y tiempo de incubación, ya que al ser el valor del coeficiente de la variable de interacción DHe^T (a_1) prácticamente cero la relación es muy somera. Además, para los tres suelos los términos independientes (z) son positivos, aunque los valores son bajos. La significación de ambos estadísticos es nula y el programa estadístico utilizado advierte de que el análisis no es fiable. En consecuencia se desestima.

Por lo tanto de los cuatro modelos analizados, se puede considerar que el mejor modelo predictivo y explicativo de los datos experimentales obtenidos para la mineralización de las formas de nitrógeno inorgánico es el modelo máximo para los tres suelos, siendo la variable explicativa DT la que tiene mayor significación y con significación menor T^2 para los tres suelos. Para los suelos Prado y Cultivo-patata, la tercera variable significativa es D , mientras que para Robledal es DH .

Ante este resultado se plantea, al igual que se procedió en el apartado de Respiración, la simplificación de este modelo máximo mediante el método de parsimonia con el objetivo de obtener un modelo válido más sencillo.

5.13.3. Parsimonia del modelo máximo

El modelo máximo incluye nueve variables explicativas y, como se explicó cuando se utilizó para analizar los datos de Respiración, el criterio estadístico determina que se debe incluir como máximo una variable cada 10 casos lo que implica que, para incluir este número de variables como mínimo tendría que haber 100 casos por suelo. Esta condición se cumple en los suelos Robledal y Prado ya que en ambos el número de casos es 120, pero no así en Cultivo-patata para el que sólo hay 90 casos, no obstante se podría considerar como un valor próximo al requerido. Además, la presencia de los términos de interacción origina problemas de colinealidad que determinan imprecisión estadística.

Por tanto, aunque este modelo minimiza el infraajuste o error de tipo II y no introduce sesgos en la estimación de los coeficientes, resulta conveniente su simplificación, no sólo por ser excesivo para el número de casos correspondientes al suelo Cultivo-patata sino también para minimizar el sobreajuste o error de tipo I, disminuir la probabilidad de la colinealidad y obtener el mejor modelo predictivo, es decir, el más sencillo (parsimonia) que proporcione la predicción más fiable.

El procedimiento a seguir será igual al realizado en el apartado en el que se analizaron los resultados correspondientes a la Respiración: selección por parsimonia, principio jerárquico, mantener en lo posible las variables confusoras y eliminación hacia atrás de las variables, de modo que se vaya simplificando poco a poco la ecuación hasta llegar al modelo predictivo más simple.

Suelo Robledal

Como se vio, la ecuación máxima para el suelo Robledal es la siguiente:

$$Nmin = 5,263 - 0,003D^2 + 0,017T^2 - 0,0003H^2 - 0,214 D + 0,025 H - 0,732 T + \\ + 0,003 DH + 0,019 DT + 0,001 TH$$

De entre las cuatro variables con los estadísticos con menor significación se procede a eliminar la variable H^2 (su significación en el modelo es -0,614), puesto que H no se puede eliminar por principio jerárquico; la eliminación de H^2 también es recomendable por su colinealidad (coeficiente de Pearson = -0,921) con la variable H y con el término independiente z (coeficiente de Pearson = 0,616), lo que genera imprecisión estadística. En consecuencia el modelo sería:

$$Nmin = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$$

Al sustituir los coeficientes por sus valores se obtiene la expresión:

$$Nmin = 6,336 - 0,003 D^2 + 0,017 T^2 - 0,214 D - 0,010 H - 0,732 T + 0,003 DH + 0,019 DT + 0,001 TH$$

Para esta ecuación el valor de r^2 es 0,93 y, por tanto, no se produce pérdida de bondad con respecto al modelo máximo, es decir, el grado de explicación es el mismo, el 93% de la variación total.

El modelo es significativo (superior a $p \leq 0,001$) y como se puede comprobar los valores de z y el coeficiente de H han variado de forma sustancial, motivado por la colinealidad existente; ambas variables disminuyen el error estándar, por lo que se aumenta la precisión. El término independiente z aumenta su significación y rechaza la hipótesis cero, mientras que H mejora muy poco su significación y no rechaza la hipótesis cero, al igual que sucede con TH . Las variables menos significativas son H y TH y la más significativa es DT , esto es, el término equivalente a la integral térmica como sucedía en el modelo máximo. El histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, son prácticamente iguales a los del modelo máximo (Figura 5.123). Así, el 74% de los residuales muestran diferencias de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ con los valores experimentales y las diferencias máximas se mantienen en los valores de $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$. De igual manera la dispersión de los puntos en el gráfico de valores observados frente a los predichos es prácticamente idéntica a la observada para el modelo máximo.

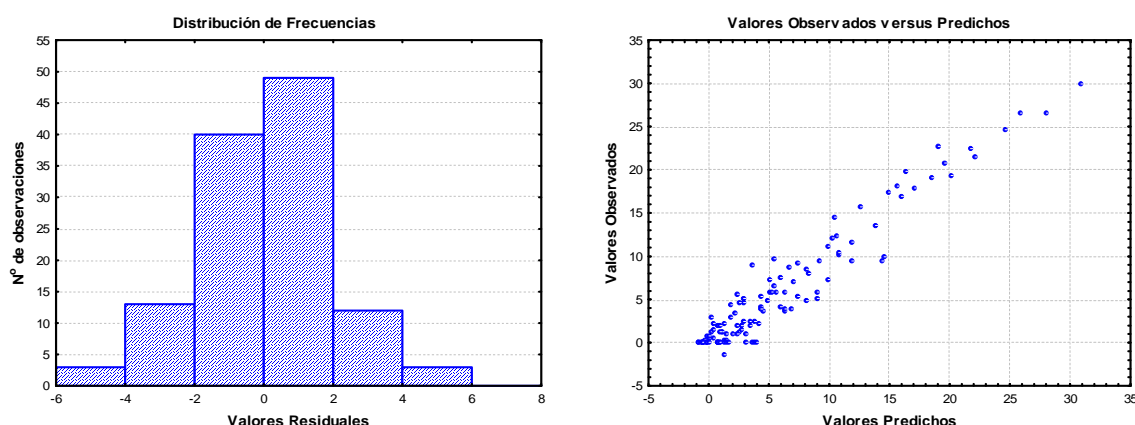


Figura 5.123.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$.

Por tanto, se puede considerar como mejor modelo que el máximo, pero como la variable de interacción TH tiene una significación baja (0,660) y no rechaza la hipótesis cero, con el fin de minimizar la posibilidad del error tipo I se procede a eliminarla y el modelo resultante es:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

La nueva expresión al sustituir los coeficientes por sus valores es:

$$N_{min} = 5,346 - 0,003 D^2 + 0,017 T^2 - 0,214 D + 0,004 H - 0,688 T + 0,003 DH + 0,019 DT$$

El coeficiente de determinación (r^2) o bondad del nuevo modelo es 0,93, por lo que en relación con el modelo máximo no hay pérdida de bondad y su grado de explicación es el mismo, el 93% de la varianza.

El modelo sigue siendo significativo (superior a $p \leq 0,001$) y, como era de esperar debido a la colinealidad, cambian los valores de z , y de los coeficientes de H y T ; en el caso de z disminuye una unidad su valor, por lo que aumenta el porcentaje de explicación por las variables del modelo; además, también disminuye su error estándar, aumentando así la precisión del modelo, rechaza la hipótesis cero y aumenta, también, su significación. En el caso del coeficiente de H vuelve a ser positivo, aunque el nuevo valor es menor que en el modelo máximo; sin embargo, disminuye su error estándar, lo que favorece la precisión, así como su significación, pero no rechaza la hipótesis cero, con lo cual persiste el riesgo de sobreajuste o error de tipo I. El coeficiente de la variable T mantiene su signo aunque disminuye su valor. Además la variable DT sigue siendo la más significativa.

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, siguen siendo muy similares a las del modelo máximo, (Figura 5.124). Como se puede observar en el histograma el 72% de los residuales muestran diferencias de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ con los valores de mineralización de nitrógeno total inorgánico y las diferencias máximas se mantienen en los valores de $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$. Del mismo modo la dispersión de los puntos en el gráfico de valores observados frente a los predichos es prácticamente idéntica a la observada para el modelo máximo.

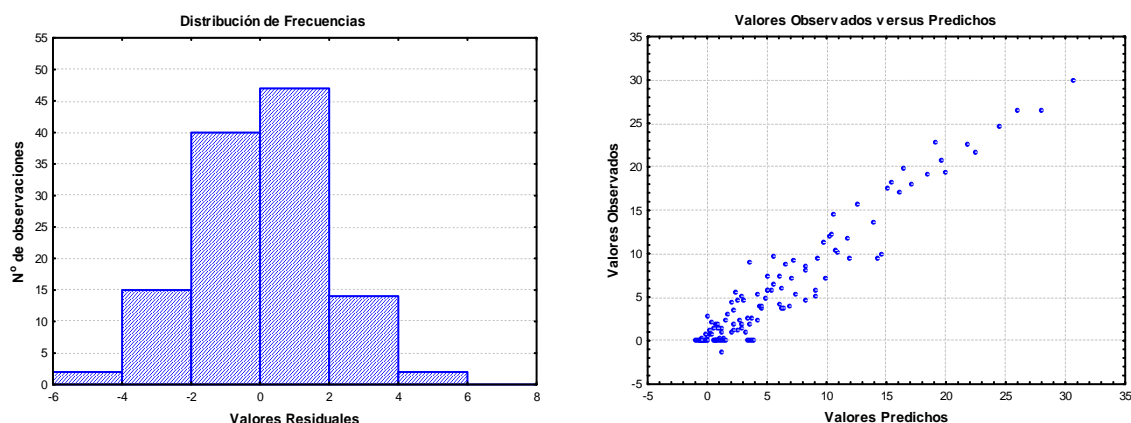


Figura 5.124.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$.

Por todo ello pasaría a ser el mejor modelo de los vistos hasta ahora. No obstante, como la variable H no rechaza la hipótesis cero y se mantiene como la menos significativa, se plantea su eliminación a pesar de incumplir con ello el principio jerárquico, pero al hacerlo se obtendría un modelo más sencillo y se minimizaría el posible error de tipo I.

Admitiendo lo anterior, se analiza el nuevo modelo, que es el siguiente:

$$Nmin = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Sustituyendo los coeficientes por sus valores se obtiene la siguiente expresión:

$$Nmin = 5,640 - 0,003 D^2 + 0,017 T^2 - 0,223 D - 0,688 T + 0,003 DH + 0,019 DT$$

La bondad del nuevo modelo es: $r^2 = 0,93$; en relación con el modelo máximo no hay pérdida de bondad y, por tanto, el porcentaje de explicación sigue siendo del 93% de la varianza.

El modelo sigue siendo significativo (superior a $p \leq 0,001$) y, como era de esperar por la colinealidad, cambia el valor de z , que aumenta en razón de una unidad, pero su error estándar disminuye; D también se ve afectado de la misma manera, esto es, aumenta su coeficiente en una unidad y disminuye su error estándar. El resto de los términos no sufren variación. Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero. La variable más significativa continua siendo DT y a continuación DH , T^2 y T , por este orden, y la menos significativa es D^2 .

Por ello, también, se estudió la posibilidad de poder eliminarla quedando el modelo de la siguiente manera:

$$Nmin = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Con los nuevos estadísticos la expresión resultante es:

$$Nmin = 6,128 + 0,017 T^2 - 0,332 D - 0,688 T + 0,003 DH + 0,019 DT$$

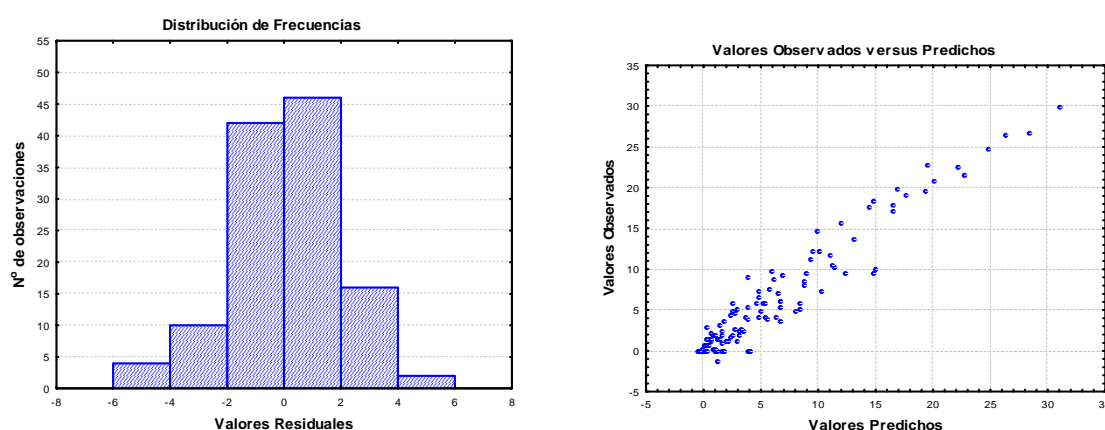


Figura 5.125.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $Nmin = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$.

La significación del modelo es igual, ya que su bondad es 0,93. Como se puede apreciar, z se incrementa otra vez en una unidad y como es lógico el coeficiente de D varía,

aumentando en razón de 1,5 el valor de su coeficiente, pero disminuye su error estándar. Además, aumenta la significación de z y D .

Tanto el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos son similares a los del modelo máximo y se repiten los resultados comentados (Figura 5.125), esto es, el 72% de los residuales muestran diferencias de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ con los valores de mineralización de nitrógeno total inorgánico y las diferencias máximas se mantienen en los valores de $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$ y el gráfico de valores observados frente a predichos es idéntico al de los modelos anteriores.

Por tanto, siendo un modelo más simple proporciona el mismo porcentaje de explicación de la varianza, todas las variables rechazan la hipótesis cero y es equivalente en predictivo y estimativo.

En consecuencia, se puede concluir que el mejor modelo para predecir de forma estimativa la mineralización de las formas de nitrógeno inorgánico en el suelo Robledal es

$$N_{min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Suelo Prado

En el suelo Prado el modelo máximo contiene seis estadísticos que no rechazan la hipótesis cero, por lo que el riesgo de sobreajuste es elevado y además presenta problemas de colinealidad. Por todo ello, no es un buen modelo a pesar de tener un coeficiente de determinación elevado ($r^2 = 0,82$) y se plantea la posibilidad de obtener uno mejor eliminando, si es posible, aquellas variables que dan lugar a las imprecisiones predictivas del modelo.

El modelo máximo, del cual se parte, es el siguiente:

$$N_{min} = -9,513 + 0,002D^2 - 0,010T^2 - 0,001H^2 - 0,310 D + 0,175 H + 0,302 T - \\ + 0,0001 DH + 0,024 DT + 0,002 TH$$

La variable menos significativa es DH , pero además hay casicolinealidad entre T y T^2 (coeficiente de Pearson 0,931) y entre H y H^2 (coeficiente de Pearson 0,865), por lo que una de las variables de ambos pares debe ser eliminada. Por tanto, además de DH se suprimirán del modelo máximo T^2 y H^2 , ya que por principio jerárquico no pueden ser eliminadas T y H . En consecuencia el nuevo modelo será:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_8 DT + a_9 TH$$

Pero, la bondad del nuevo modelo es: $r^2 = 0,00$, por tanto hay que descartarlo. Como consecuencia se plantea la posibilidad de mantener T^2 en lugar de T ya que T^2

rechaza la hipótesis cero y es significativa, aunque no se mantendría así el principio jerárquico. El modelo resultante sería:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT + a_9 TH$$

La expresión matemática al sustituir por los valores estimados es:

$$N_{min} = 0,119 + 0,002 D^2 - 0,005 T^2 - 0,325 D - 0,026 H + 0,024 DT + 0,003 TH$$

Este modelo tiene una bondad de ajuste, es decir, un coeficiente de determinación (r^2) igual a 0,81 por lo que en relación al modelo máximo, se perdería un 1% de explicación de la varianza. La variable predictiva más significativa es **DT**, y a continuación, **D** y **T²** al igual que en el modelo máximo. Pero siguen sin rechazar, la hipótesis cero cuatro estadísticos (z , a_1 , a_5 y a_9) por lo que se mantiene el riesgo de sobreajuste o error de tipo I y por ello no se puede considerar un buen modelo predictivo; en base a ello se continua la parsimonia.

Como el estadístico menos significativo es z se opta por su eliminación, resultando el nuevo modelo:

$$N_{min} = a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT + a_9 TH$$

Al sustituir los valores de los coeficientes en esta ecuación se obtiene la expresión siguiente:

$$N_{min} = 0,002 D^2 - 0,005 T^2 - 0,323 D - 0,024 H + 0,024 DT + 0,003 TH$$

El modelo es significativo ($p \leq 0,001$) y su bondad de ajuste es $r^2 = 0,81$. En consecuencia, explica el mismo porcentaje de la varianza (81%) que el anterior modelo.

Se puede observar que, prácticamente, no varían los coeficientes con respecto al modelo que incluía el término independiente y, además, aumenta la significación de todas las variables predictivas, sobre todo de **DT**, **D** y **T²**, y disminuye el error estándar de todos los estadísticos. No obstante no rechazan la hipótesis cero a_1 y a_5 pero sí lo hace a_9 (coeficientes respectivos de las variables **D²**, **H** y **TH**), por tanto, aunque se pierde algo de explicación este modelo resulta ser más preciso que el modelo máximo y por ello más estimativo.

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, siguen siendo muy similares a las del modelo máximo, como se puede ver en la figura 5.126 Como se puede observar en el histograma de dicha figura el 90% de los valores de los residuales tienen una diferencia de $\pm 5 \text{ mg kg}^{-1}$, disminuye la diferencia máxima por defecto a 10 mg kg^{-1} y mantiene en -15 mg kg^{-1} la diferencia máxima por exceso en relación con el modelo máximo. Por tanto, aumenta la predicción y en consecuencia este modelo es más predictivo que el máximo y por consiguiente es un modelo mejor. En el gráfico de valores observados frente a

predichos se puede observar una menor dispersión de los puntos, fundamentalmente entre los valores predichos de 5 y 10 mg kg⁻¹.

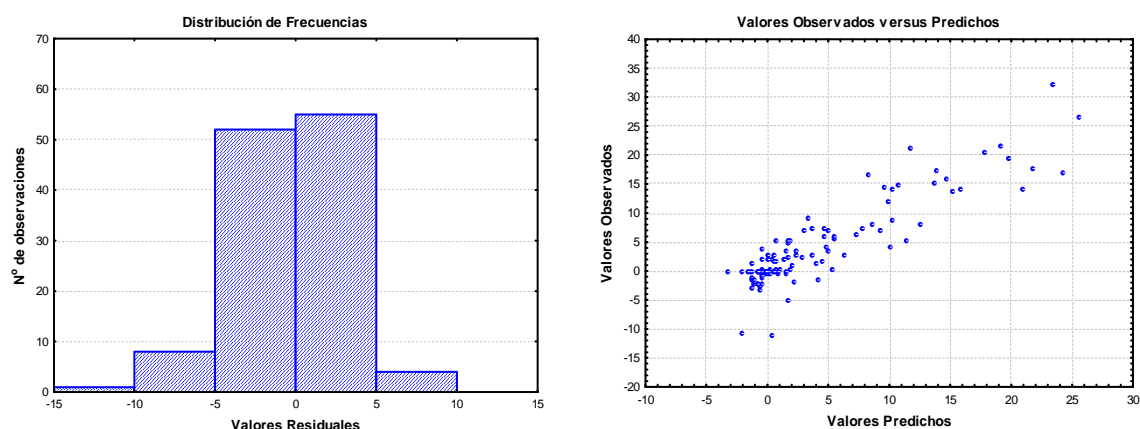


Figura 5.126.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT + a_9 TH$.

No obstante, con el fin de minimizar el error de tipo I se continúa la parsimonia eliminando la variable D^2 que es la menos significativa y, en consecuencia el modelo será:

$$N_{min} = a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT + a_9 TH$$

Al sustituir los coeficientes por sus valores estimados resulta la siguiente expresión:

$$N_{min} = -0,005 T^2 - 0,246 D - 0,030 H + 0,024 DT + 0,003 TH$$

El coeficiente de determinación o bondad del nuevo modelo es igual a 0,81 y en consecuencia, este modelo explica igual porcentaje de la varianza de los datos de mineralización del nitrógeno total inorgánico que el modelo anterior.

El modelo sigue siendo significativo y, como era de esperar por la colinealidad entre D^2 y D (coeficiente de Pearson -0,671), cambia el valor del coeficiente de D que aumenta en razón de 1,25 al igual que H , pero sus errores estándar disminuyen como los de los demás estadísticos. No varían las variables más significativas que, al igual que en el modelo máximo, son DT y a continuación D y T^2 . No obstante, la variable H sigue no rechazando la hipótesis cero.

Se puede observar que tanto la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, son prácticamente iguales a los del modelo anterior y similares a los del modelo máximo (Figura 5.117), ya que como se puede ver en el histograma de la figura 5.127 el 91% de los residuales se distribuye en el intervalo (-5, 5) y, al igual que en el modelo anterior, la diferencia máxima por defecto disminuye a 10 mg kg⁻¹ y la diferencia máxima por exceso

se mantiene en -15 mg kg^{-1} en relación con el modelo máximo. En cuanto al gráfico de valores observados frente a predichos es igual al del modelo anterior.

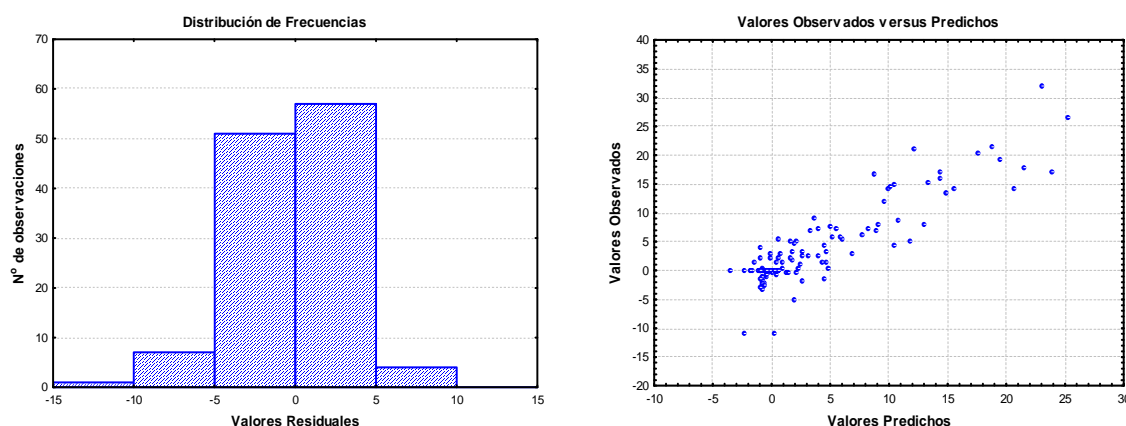


Figura 5.127.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_8 DT + a_9 TH$.

Con el fin de obtener el mejor modelo estimativo se opta por eliminar la variable **H**, puesto que el principio jerárquico ya no se cumplía al haber eliminado **T**, en consecuencia el nuevo modelo es

$$N_{min} = a_2 T^2 + a_4 D + a_8 DT + a_9 TH$$

Se sustituyen los datos de los coeficientes por los valores obtenidos y el modelo resultante es el siguiente:

$$N_{min} = -0,004 T^2 - 0,301 D + 0,026 DT + 0,001 TH$$

El coeficiente de determinación (r^2) es igual a 0,80 y, por tanto se pierde un 2% de explicación de la varianza en relación con el modelo máximo.

Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero. Con la supresión de **H** apenas varían las estimaciones de todos los coeficientes, excepto el de **TH** que disminuye en razón de 3. No obstante, los errores estándar estimados de todas las variables disminuyen, por lo que se aumenta la precisión. Además, el grado de significación de las variables, de mayor a menor, es **DT**, **D**, **T²** y **TH**. En la figura 5.128 se puede observar la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores predichos frente a los valores de los residuales, pudiendo comprobarse que el 81% de los residuales están comprendidos en el intervalo de -4 a 4 del histograma, lo que indica que el 81% de los valores que predice este modelo matemático difieren en $\pm 4 \text{ mg kg}^{-1}$ de los valores obtenidos en este estudio. Asimismo se puede ver que el 92% de los residuales difieren en $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$ de los datos estudiados, que la diferencia máxima por defecto se mantiene en 10 mg kg^{-1} , pero que la diferencia máxima por exceso disminuye a -12 mg kg^{-1} en relación

con el modelo máximo y los modelos anteriores. En el gráfico de valores observados frente a predichos se observa que mejora la dispersión de los puntos en el intervalo de (-5, 5).

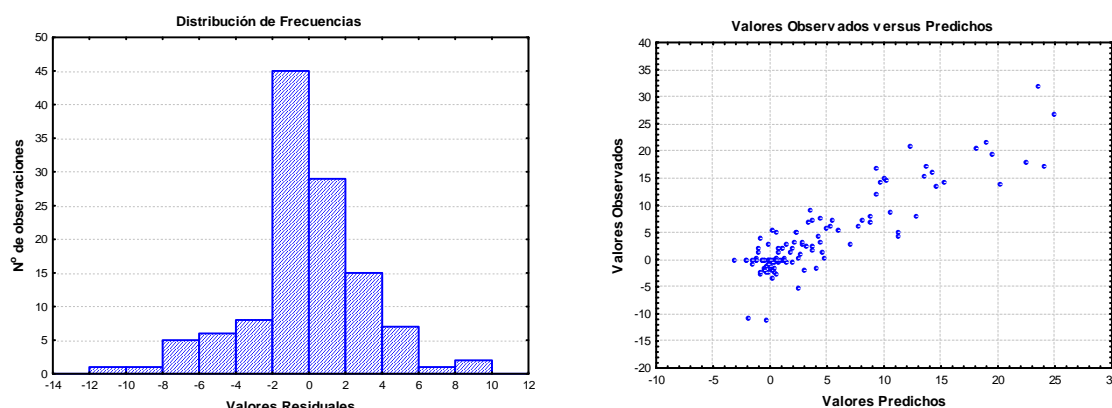


Figura 5.128.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = a_2 T^2 + a_4 D + a_8 DT + a_9 TH$.

Por tanto este modelo, se puede considerar como el mejor modelo estimativo, para explicar los datos experimentales sobre mineralización del nitrógeno total inorgánico en el suelo Prado.

Suelo Cultivo-patata

Para este suelo el modelo máximo, al igual que sucedía para el suelo Prado, contiene un número elevado de estadísticos que no rechazan la hipótesis cero (siete de nueve), lo que da lugar a que sea elevado el riesgo de error de tipo I o de sobreajuste. También hay problemas de colinealidad entre z , T , T^2 , H , H^2 , D , D^2 , TH y DH . En consecuencia, aún teniendo un coeficiente de determinación elevado ($r^2 = 0,86$) no es un buen modelo predictivo y de ahí la posibilidad de mejorarlo eliminando, si es posible, aquellas variables que dan lugar a las imprecisiones del modelo.

Se inicia la parsimonia del modelo que, una vez sustituidos los coeficientes por los valores obtenidos quedaría así:

$$N_{min} = 3,940 + 0,0003D^2 + 0,008T^2 + 0,0001H^2 - 0,177 D - 0,025 H - \\ - 0,296 T + 0,001 DH + 0,010 DT - 0,0004 TH$$

La variable explicativa con menor significación es H^2 , que además tiene casicolinealidad con H y con z (coeficientes de Pearson: -0,984 y 0,928 respectivamente) por lo que su eliminación sería necesaria; también existe colinealidad entre T y TH (coeficiente de Pearson: -0,669) siendo TH menos significativa que T , por tanto se eliminan ambas variables explicativas, H^2 y TH , siendo el nuevo modelo

$$Nmin = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Al sustituir los coeficientes por los datos estimados se obtiene la expresión siguiente:

$$Nmin = 4,183 + 0,0003 D^2 + 0,008 T^2 - 0,177 D - 0,023 H - 0,326 T + \\ + 0,001 DH + 0,010 DT$$

El nuevo modelo es significativo estadísticamente ($p \leq 0,001$) y la bondad del ajuste es $r^2 = 0,86$ y, por tanto, la explicación de la varianza es igual que en el modelo máximo.

Como es de esperar, cambian los valores del término independiente z , que rechaza la hipótesis cero, y de los coeficientes de las variables explicativas H y T , pero mejoran sus errores estándar, por lo que se aumenta la precisión estadística. La variable más significativa, al igual que se dijo anteriormente para el modelo máximo, es DT y le sigue T^2 . De igual modo, el histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos que se obtienen en el ajuste, son prácticamente iguales a los del modelo máximo (Figura 5.118), por lo que al no aportar nueva información se omite su representación en este punto del apartado. No rechazan la hipótesis cero los estadísticos a_1 , a_5 y a_7 que corresponden a las variables D^2 , H y DH ; como además son las variables menos significativas y hay correlaciones entre ellas, se eliminan del modelo las tres variables, por lo que el nuevo modelo es:

$$Nmin = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$$

Sustituyendo por los valores obtenidos para los estadísticos la expresión resultante es:

$$Nmin = 2,272 + 0,008 T^2 - 0,053 D - 0,326 T + 0,010 DT$$

Su bondad es $r^2 = 0,85$, por lo que se reduce en un 1% la explicación de la varianza. Estadísticamente tiene un nivel de significación $p \leq 0,001$.

Se modifica el valor del término independiente z , que disminuye, por la casi-colinealidad que tenía con H (coeficiente de Pearson, -0,973) y mejora su error estándar; el resto de los coeficientes permanecen invariables. Asimismo, tanto el histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, prácticamente no varían (Figura 5.129).

En el histograma de distribución de frecuencias se puede observar que el 87% de los residuales difieren en $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ y que las máximas diferencias de los valores predichos por exceso y por defecto son -8 y 6 mg kg^{-1} en relación a los datos en estudio. Si se comparan estos resultados con los obtenidos para el modelo máximo se comprueba que

en este último modelo el porcentaje de residuales que están comprendidos en el intervalo $(-2, 2)$ es del 88%, mientras que las diferencias máximas en relación con los datos observados son -8 y 6 mg kg^{-1} , es decir, tienen los mismos valores que para este nuevo modelo.

En cuanto al gráfico de valores observados frente a predichos correspondiente a este nuevo modelo se puede decir que, prácticamente, es igual al obtenido para el modelo máximo (Figura 5.129).

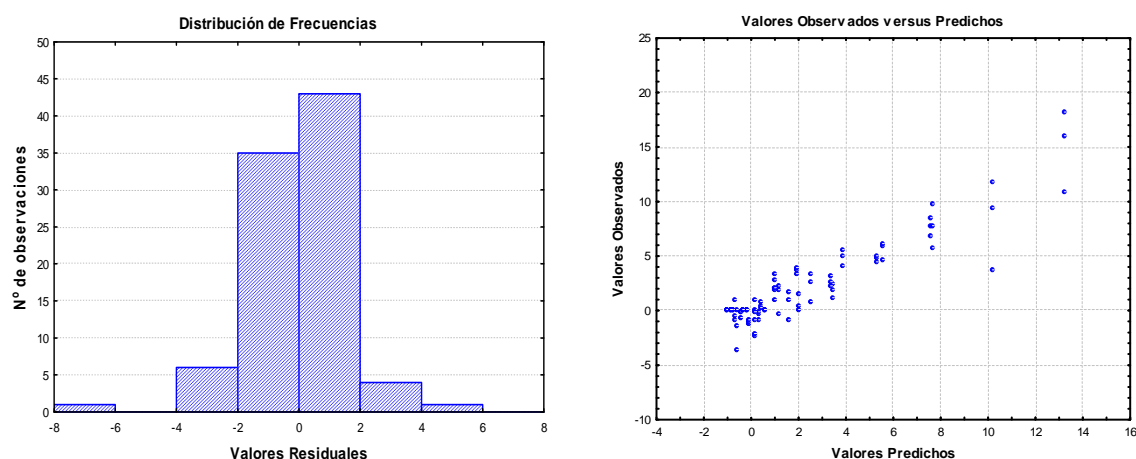


Figura 5.129.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$.

Sin embargo, z vuelve a no rechazar la hipótesis cero y D pasa a no rechazarla; además, existe casicolinealidad entre T^2 y T (coeficiente de Pearson = 0,943), por lo que se plantea una nueva simplificación suprimiendo del modelo los términos z y T^2 . En consecuencia el nuevo modelo así obtenido sería:

$$N_{min} = a_4 D + a_6 T + a_8 DT$$

Como se puede observar, este nuevo modelo cumple el principio jerárquico y al sustituir los coeficientes por los nuevos coeficientes la expresión que resulta es

$$N_{min} = -0,087 D - 0,022 T + 0,012 DT$$

El valor de su coeficiente de determinación (r^2) es 0,83, por lo que en relación al modelo máximo se pierde un 3% en la explicación de la varianza. Por otra parte, el modelo es estadísticamente significativo ($p \leq 0,001$). Los valores de los coeficientes de las tres variables explicativas se modifican, pero sus errores estándar disminuyen y los tres estadísticos rechazan la hipótesis cero o error de tipo I. En la figura 5.130 se puede observar el histograma de distribución de frecuencias de los valores de los residuales y el gráfico de distribución de los valores predichos frente a los valores observados. En este histograma se observa que el 83% de los residuales están en el intervalo de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ y

que las diferencias máximas por exceso y por defecto de los valores predichos son -8 y 6 mg kg^{-1} en relación con los valores observados en este estudio, de lo que se deduce que la predicción de este modelo es un poco menor que la de los modelos anteriores, incluido el modelo máximo, ya que el porcentaje de residuales con diferencias de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ era del 87 u 88%, sin embargo las diferencias máximas tanto por exceso como por defecto son las mismas. En el gráfico de valores observados se puede comprobar como aumenta ligeramente la dispersión de los puntos situados en el intervalo de (-2,2) de los valores predichos.

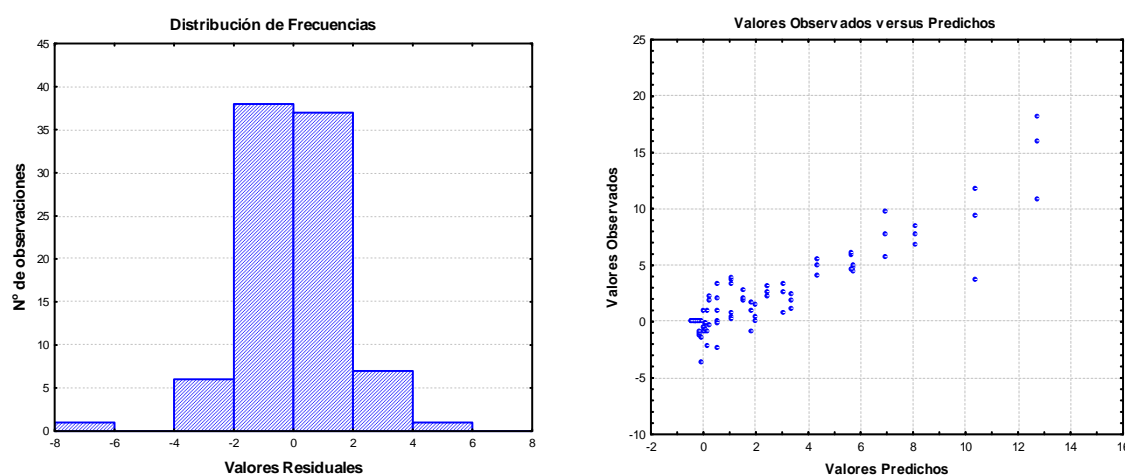


Figura 5.130.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-Ntinorg al modelo $N_{\min} = a_4 D + a_6 T + a_8 DT$.

Teniendo en cuenta las argumentaciones anteriores, a pesar de que disminuye en un porcentaje pequeño (3%) la explicación de la varianza de los datos y el de la predicción de los mismos (5 ó 4%), se podría considerar a este modelo como el mejor modelo para explicar la mineralización del nitrógeno total inorgánico en el suelo Cultivo-patata, ya que lo es desde el punto de vista estimativo, cumple el principio jerárquico y es muy sencillo. No obstante existe el riesgo de cometer error de tipo II o de infraajuste.

5.13.3. Formas amoniacales

Con el objetivo de hallar un modelo matemático que permita explicar de forma fiable los datos de mineralización para el N-NH_3 obtenidos en las incubaciones de los tres suelos realizadas a distintas temperaturas, diferentes niveles de humedad hasta capacidad de campo y diversos tiempos, se procede a realizar, al igual que para el nitrógeno total inorgánico, ajustes a las cuatro ecuaciones seleccionadas e indicadas [como ecuaciones (1), (2), (3) y (4)] en el inicio de este apartado. De igual forma el estudio se inicia con el análisis del modelo máximo.

5.13.3.1. Modelo máximo (modelo 1)

A continuación se explica, para cada suelo, la ecuación obtenida que es la siguiente:

$$Nmin = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$$

Suelo Robledal

Si se sustituyen los coeficientes de las variables por sus valores estimados se obtiene la siguiente expresión:

$$Nmin = 7,480 - 0,003D^2 + 0,024T^2 - 0,001H^2 - 0,162 D + 0,055 H - 1,076 T + 0,002DH + 0,019 DT + 0,001 TH$$

Su grado de explicación o bondad de ajuste es del 89%, ($r^2 = 0,89$). Rechaza la hipótesis nula y es significativo ($p \leq 0,001$), por lo que existe algún tipo de asociación entre las cantidades de formas amoniacales y las variables explicitadas en el modelo.

Los estadísticos a_4 , a_6 y a_{10} , no rechazan la hipótesis nula y por tanto pueden ser cero, y, además, son los de menor significación. Se corresponden con los coeficientes de las variables explicativas H^2 , H y TH . El resto de los estadísticos rechazan la hipótesis cero siendo el coeficiente de mayor significación a_9 , que se corresponde con la variable DT . Y le siguen en significación los coeficientes que afectan a T^2 , T , DH , D^2 , z y D , en este orden. Hay casicolinealidad entre H^2 y H ; además los coeficientes de Pearson entre T^2 y T , D^2 y D , D y DH y entre z y H^2 , H , T y TH son superiores a 0,5. La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos se muestran en la figura 5.131.

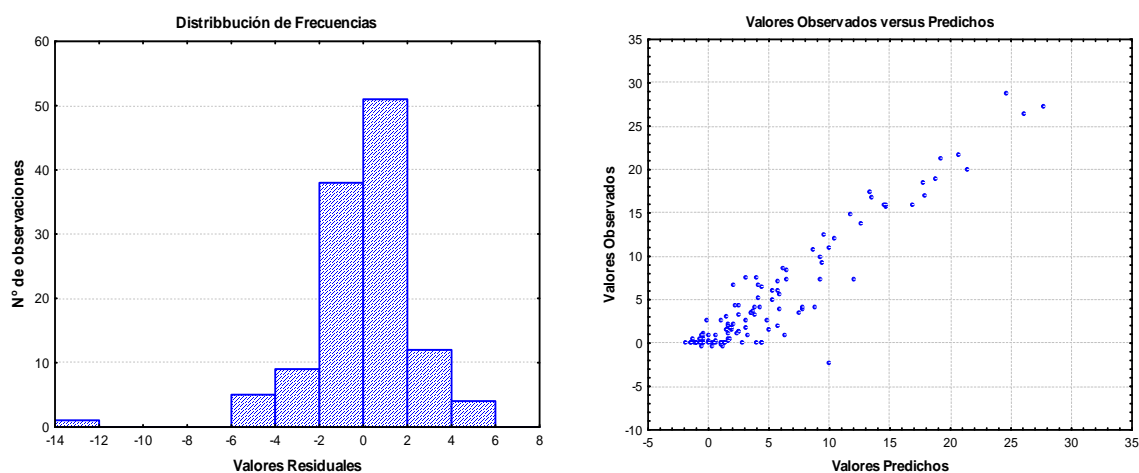


Figura 5.131.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de $N-NH_4^+$ al modelo máximo (1).

Como se puede observar en el histograma de distribución de frecuencias el 75% de los residuales tienen valores de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$, lo que implica que los valores predichos por el modelo difieren, tanto por exceso como por defecto, en esa cantidad de los valores hallados para el amonio mineralizado en las distintas condiciones de ensayo. También se puede ver que la máxima diferencia entre los valores predichos y experimentales es de -14 mg kg^{-1} , aunque sólo se da en menos del 1% de los valores predichos, ya que más del 99% de los valores residuales están comprendidos en el intervalo $(-6, 6)$. En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver como la dispersión de puntos guarda tales proporciones y como es mayor para valores predichos inferiores a 13 mg kg^{-1} .

Suelo Prado

Si se sustituyen los coeficientes de las variables por sus valores estimados se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = 16,785 - 0,002D^2 + 0,039T^2 + 0,001H^2 - 0,117 D - 0,063 H - \\ - 1,676 T - 0,001 DH + 0,016 DT - 0,0005 TH$$

El coeficiente de determinación (r^2) es igual a 0,63. Por tanto, no tiene un alto valor de explicación, aunque el análisis de la varianza determina que es significativo ($p \leq 0,001$).

No rechazan la hipótesis cero los coeficientes a_1 , a_3 , a_4 , a_5 , a_7 y a_9 ya que su significación, p , es mayor a 0,05 y, por lo que hay riesgo de cometer error de tipo I; tales coeficientes multiplican a los términos D^2 , H^2 , D , H , DH y TH ; el coeficiente a_2 del término T^2 , es el que tiene mayor significación, siguiéndole a_8 , a_6 (que multiplican a DT y T) y z , por este orden. Los coeficientes de Pearson son superiores a 0,5 en los pares de variables H^2 - H (0,92 casicolineales), T^2 - T , D^2 - D y de z con H , H^2 , T y TH .

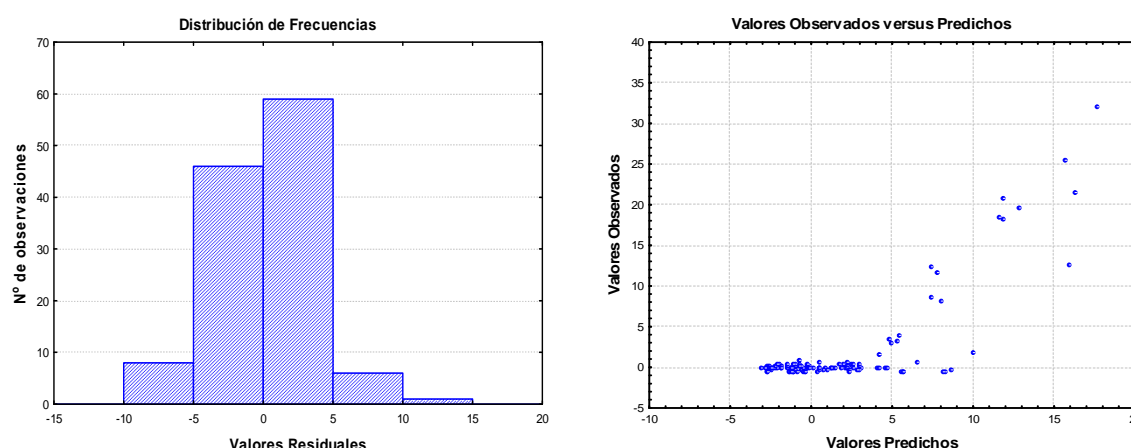


Figura 5.132.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo máximo (1).

En el histograma y en el gráfico de la figura 5.132 se representan la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, respectivamente. En el histograma se puede observar que el 89% de los residuales están comprendidos en el intervalo (-5,5) y que las máximas diferencias entre los valores que predice el modelo y los observados experimentalmente, tanto por exceso como por defecto, son -10 y 15 mg kg⁻¹, respectivamente. Como se puede observar en el gráfico de valores observados frente a los predichos, resulta evidente que la mayor densidad de puntos se sitúa en el intervalo ± 5 .

Suelo Cultivo-patata

Si se sustituyen los coeficientes de las variables por sus valores estimados se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = 6,022 - 0,0001D^2 + 0,011T^2 + 0,001H^2 - 0,048 D - 0,060 H - \\ - 0,417 T + 0,0004 DH + 0,005 DT - 0,001 TH$$

La bondad del ajuste o coeficiente de determinación (r^2) es igual a 0,66, lo que indica que el nivel de explicación es del 66% de la varianza, siendo superior al del suelo Prado (63%) pero bastante inferior al del suelo Robledal (89%).

Al igual que para los suelos anteriores, es un modelo significativo ($p \leq 0,001$). Asimismo no rechazan la hipótesis cero los estadísticos z , a_1 , a_3 , a_4 , a_5 , a_7 y a_9 de los términos independiente y de las variables D^2 , H^2 , D , H , DH y TH . Los resultados obtenidos son muy similares a los del modelo para el suelo Prado y, al igual que en él, la variable explicativa T^2 es la que tiene mayor significación y le sigue la variable de interacción DT , esto es, la equivalente a la integral térmica.

Los coeficientes de Pearson entre variables son más elevados que en el suelo Prado, existiendo casi colinealidad entre los pares H^2-H , $z-H$ y $z-H^2$ (coeficientes de Pearson: -0,98, -0,97 y 0,93, respectivamente). Además, se obtienen coeficientes superiores a 0,5 entre los pares $D-DH$, T^2-T , $T-TH$ y D^2-D .

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, se reflejan en la figura 5.133. En el histograma de distribución de frecuencias se puede ver que el 79% de los residuales están en el intervalo (-1, 1) y el 97% en el intervalo (-2, 2). Además, las diferencias máximas por exceso y por defecto entre los valores predichos por el modelo y los experimentales son -3 y 5 mg kg⁻¹, respectivamente. En consecuencia, en el gráfico de valores observados frente a predichos se ve que la mayor concentración de puntos se localiza entre los valores -1 y 1 mg kg⁻¹ tanto de los valores predichos como de los valores observados.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos se puede decir que la predicción del modelo máximo, de los datos experimentales obtenidos para la mineralización del amonio, es mayor para los del suelo Cultivo-patata y peor para los del Prado.

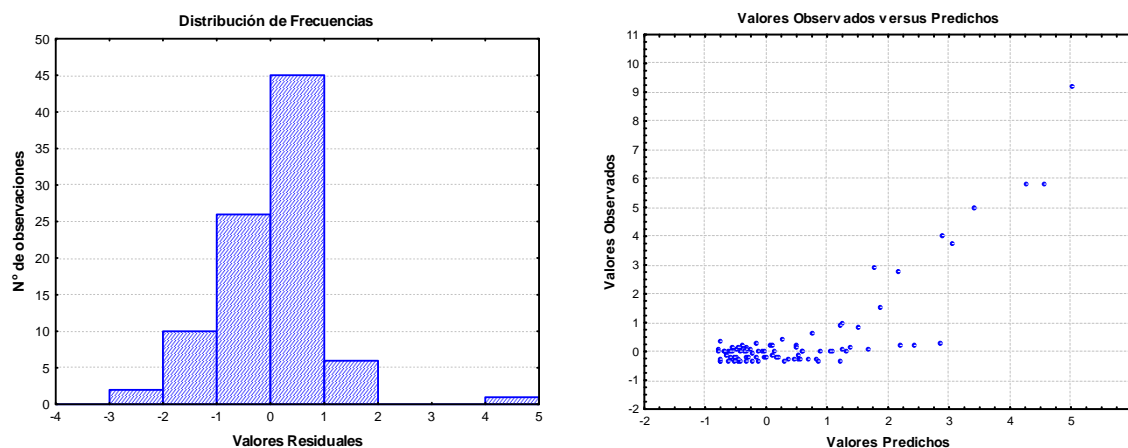


Figura 5.133.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo máximo (1).

5.13.3.2. Modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)

Se procede del mismo modo que para el modelo máximo, esto es, se ajustan los datos obtenidos para la mineralización de nitrógeno amoniacal a esta ecuación (2) con el objetivo de saber si, para los tres suelos puede ser un buen modelo para explicar los resultados experimentales obtenidos, mediante incubaciones bajo diferentes condiciones de temperatura, humedad y tiempo. A continuación se realizará un comentario pormenorizado de los resultados correspondientes a los ajustes de los tres suelos.

Suelo Robledal

Al sustituir los coeficientes de las variables por los valores estimados se obtiene la ecuación siguiente:

$$N_{min} = -1,885 + 0,197 T - 0,017 D - 0,026 H + 0,002 \times 10^{-1} TDH$$

La ecuación explica el 79% de la varianza, por lo que se pierde un 10 % de explicación en relación con el modelo máximo.

También rechaza la hipótesis nula e indica que existe algún tipo de asociación entre las cantidades de formas amoniales y las variables explicativas del modelo, siendo por tanto significativo ($p \leq 0,001$).

El estadístico más significativo es **TDH** y, a continuación, **T**, pero no rechazan la hipótesis cero el término independiente (**z**) y los coeficientes de las variables **D** y **H**. Además, existe casicolinealidad entre **TDH** y **H** (coeficiente de Pearson -0,887) y entre las

demás variables y el término independiente, se dan correlaciones con coeficientes superiores a 0,5.

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, se muestran en la figura 5.134. Según los datos reflejados en el histograma de distribución de frecuencias el 93% de los residuales están comprendidos en el intervalo de (-5, 5) y las diferencias máximas por exceso y defecto entre los valores predichos por el modelo y los observados experimentalmente son -20 y 10 mg kg⁻¹.

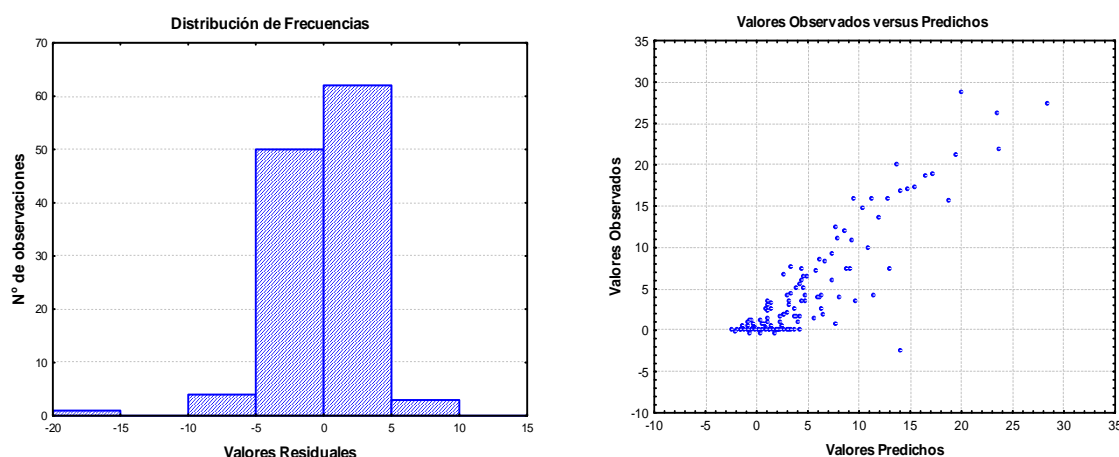


Figura 5.134.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $\text{Nmin} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 \text{TDH}$ (2).

Al comparar estos resultados con los obtenidos para el modelo máximo se puede decir que este modelo es menos preciso que el modelo máximo, ya que en este último los valores máximos de los residuales son -14 y 6 mg kg⁻¹. En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede observar que la mayor dispersión de puntos se produce en el intervalo de (5, 10 mg kg⁻¹) de los valores predichos.

Por tanto, se puede concluir que este modelo, además de ser menos explicativo, es menos preciso y predictivo que el modelo máximo, así como menos estimativo ya que en la ecuación todos los estadísticos están correlacionados.

Suelo Prado

Si se sustituyen los coeficientes de las variables por los valores estimados se obtiene la ecuación siguiente:

$$\text{Nmin} = -1,322 + 0,205 T - 0,070 D - 0,041 H + 0,0001 \text{TDH}$$

Aunque es un modelo significativo ($p \leq 0,001$), sólo explica el 35% de la varianza.

Los resultados estadísticos son similares a los obtenidos para el suelo Robledal, ya que los estadísticos más significativos son **TDH** y **T**, por este orden; no rechazan la hipótesis cero el término independiente (z) y los coeficientes de las variables **D** y **H**. Existe casicolinealidad entre **TDH** y **H** (coeficiente de Pearson -0,889) y entre las demás variables y el término independiente se dan correlaciones con coeficientes superiores a 0,5. En la figura 5.135 se puede observar el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y en el gráfico la distribución de los valores observados frente a los valores predichos.

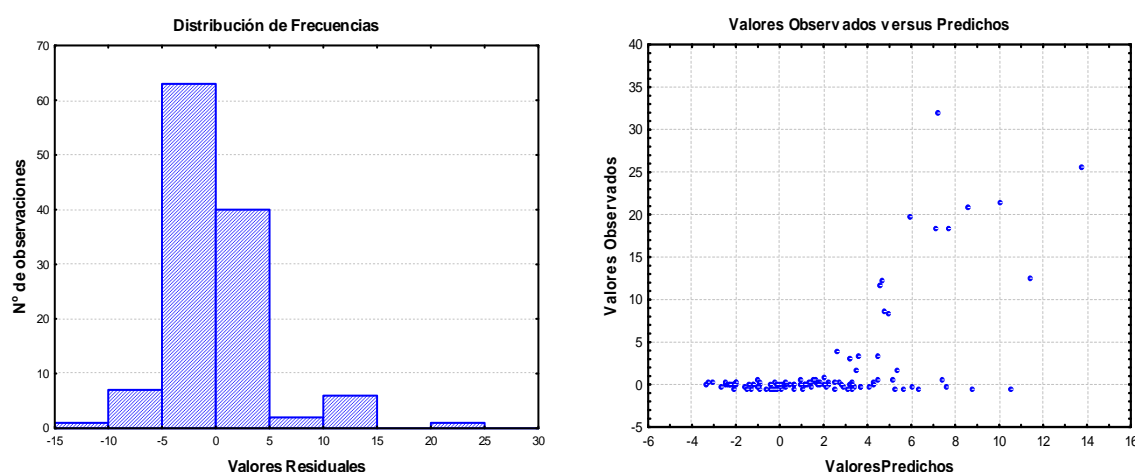


Figura 5.135.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $\text{Nmin} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 \text{TDH}$ (2).

En el histograma se puede ver que el 86% de los residuales están en el intervalo de $(-5, 5) \text{ mg kg}^{-1}$ y que las diferencias máximas entre los valores que predice el modelo y los experimentales son de -15 y 25 mg kg^{-1} , siendo más altos estos valores que los obtenidos en el modelo máximo (-10 por exceso y 15 por defecto), por lo que disminuye la predicción del modelo máximo a este modelo (2). En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver que aumenta la imprecisión en relación con el modelo máximo.

Como resulta evidente, al igual que en el suelo Robledal, no es un buen modelo para explicar la dinámica de las formas amoniacales en función de las variables de temperatura, humedad y tiempo en el suelo Prado, no solo por su imprecisión sino, también, por su bajo grado de explicación de los datos experimentales, un 28% inferior a la del modelo máximo el cual explicaba el 63% de los datos experimentales.

Suelo Cultivo-patata

Sustituyendo los coeficientes de las variables por los valores estimados se obtiene la ecuación siguiente:

$$N_{min} = 0,710 + 0,037 T - 0,048 D - 0,019 H + 0,004 \times 10^{-2} TDH$$

En este suelo, el modelo explica el 41% de la varianza, que es superior a la del suelo Prado (35%) pero bastante inferior a la del suelo Robledal (79%). Asimismo, el nivel de explicación es un 25% menor en relación al modelo máximo.

Como para los suelos anteriores, es un modelo significativo ($p \leq 0,001$). No obstante, si bien la variable más significativa sigue siendo **TDH**, en este caso es **D** en lugar de **T** la otra variable significativa. No rechazan la hipótesis cero el resto de los estadísticos (z , **T** y **H**). Hay casicolinealidad entre **TDH** y **D** (coeficiente de Pearson -0,92) y entre z y **H** (coeficiente -0,89); además, el término independiente (z) tiene correlaciones con todos los estadísticos de la ecuación.

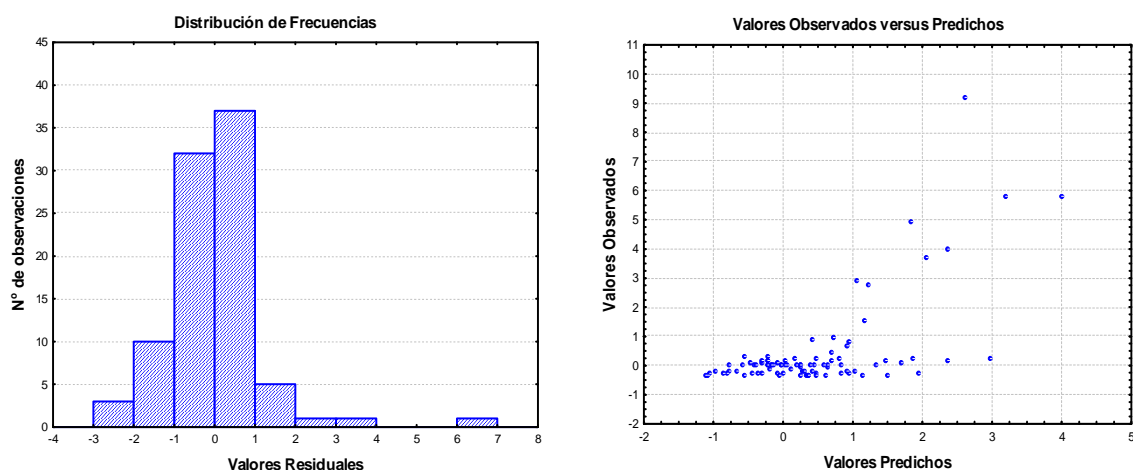


Figura 5.136.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de $N-NH_4^+$ al modelo $N_{min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (2).

Como en los modelos anteriores en la figura 5.136 se reflejan la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores predichos frente a los valores de los residuales, respectivamente. En el histograma se muestra que la mayoría de los residuales (77%) se localizan en el intervalo de (-1, 1) $mg\ kg^{-1}$ y el 93% en el de (-2, 2) y que las diferencias mayores entre los valores predichos por el modelo y los observados en el experimento son -3 y 7 $mg\ kg^{-1}$, mientras que en el modelo máximo el 97% de los residuales tenían un valor de $\pm 2\ mg\ kg^{-1}$ y la diferencia máxima por defecto es 2 en lugar de 7 $mg\ kg^{-1}$, pero se mantiene la correspondiente al exceso (-3 $mg\ kg^{-1}$). En el gráfico de observados frente a predichos se ve que a partir del valor de 1 $mg\ kg^{-1}$ para los valores predictivos la dispersión de los puntos se incrementa.

Al observar la figura que se obtiene y por los comentarios que le preceden, se puede llegar a la misma conclusión que para los suelos anteriores, es decir, que el modelo máximo, por ahora, es el mejor modelo explicativo y a que, además, mediante parsimonia se podría encontrar un modelo más predictivo y estimativo.

5.13.3.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)

Una vez más se procede a ajustar los datos elaborados para la mineralización de nitrógeno amoniacal para los tres suelos estudiados y los resultados obtenidos se comentan a continuación para cada uno de los suelos.

Suelo Robledal

La ecuación que resulta al sustituir el término independiente y el coeficiente de la variable de interacción por los valores obtenidos es:

$$N_{min} = 0,252 + 0,002 \times 10^{-1} DTH$$

La bondad del ajuste es del 72% de la varianza, por lo que se pierde un 12% de explicación en relación con el modelo máximo.

Este modelo rechaza la hipótesis nula e indica que existe algún tipo de asociación entre las cantidades de formas amoniacales y la variable de interacción explicativa, por lo que es significativo ($p \leq 0,001$).

El estadístico ***TDH*** es significativo y rechaza la hipótesis cero, pero no la rechaza el término independiente (***z***). El coeficiente de Pearson es de 0,645 entre ***TDH*** y ***z***.

En la figura 5.137 se puede observar la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos. En el histograma de distribución de frecuencias se puede observar que el 89% de los residuales tiene un valor de ± 5 y los valores máximos que pueden tener son -20 por exceso y 15 por defecto mg kg^{-1} ; si estos resultados se comparan con los obtenidos para el modelo máximo (99% de los residuales tienen valores de ± 6 y los valores extremos por exceso y por defecto son -14 y 6 mg kg^{-1} , respectivamente), se puede decir que el modelo (3) es menos predictivo que el modelo máximo. Además, en el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver que la dispersión de los puntos es mayor, sobre todo, entre los valores predictivos de 5 y 16 mg kg^{-1} que en el modelo máximo.

Si se compara con los modelos anteriores, se observa que es un modelo menos adecuado ya que, si bien es un modelo muy simple, el grado de explicación es menor, las colas del histograma son mayores, la precisión es menor y hay riesgo de infraajuste o error de tipo II.

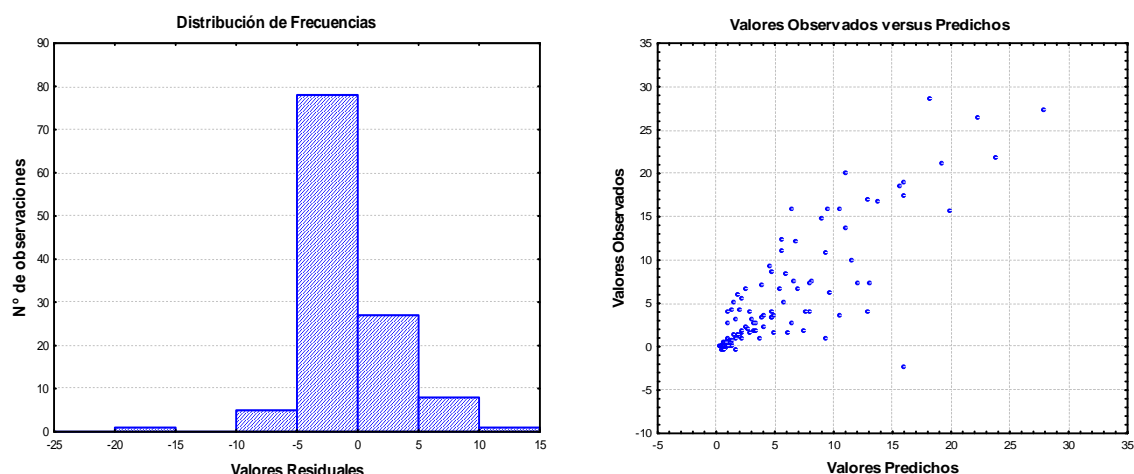


Figura 5.137.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $N_{\min} = z + a_1 \text{ DTH}$ (3).

Suelo Prado

Al sustituir por los valores estimados obtenidos en el ajuste a la ecuación resulta la siguiente expresión:

$$N_{\min} = -0,311 + 0,001 \times 10^{-1} \text{ DTH}$$

El modelo sólo explica el 20% de la varianza de los resultados experimentales obtenidos para la dinámica de las formas amoniacales en este suelo, aunque es un modelo significativo puesto que rechaza la hipótesis nula ($p \leq 0,001$).

El término independiente (z) no rechaza la hipótesis cero y la variable de interacción **TDH** sí lo hace y es significativa, pero en menor grado que en el suelo Robledal (es en razón de 3 veces menor). Al igual que en el suelo Robledal la correlación entre **TDH** y z tiene un coeficiente de -0,646.

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos se muestran en la figura 5.138. El 83% de los valores de los residuales se distribuyen en el intervalo de (-5, 5) mg kg^{-1} y los valores máximos que pueden alcanzar, tanto por exceso como por defecto son -15 y 30 mg kg^{-1} , según se puede ver en el histograma correspondiente a la distribución de frecuencias. Esta distribución residual es distinta a la obtenida en el modelo máximo (99% de residuales con valores que pueden oscilar entre ± 6 y los valores máximos que pueden tener los residuales son -14 y 6 mg kg^{-1} , por exceso y por defecto, respectivamente). En el gráfico de valores observados frente a valores predichos se observa una abundante dispersión de los puntos para todos los valores.

Al observar ambas representaciones se evidencia claramente que es un modelo menos adecuado que los anteriores por su menor explicación de los datos experimentales, menor precisión y en consecuencia menor fiabilidad.

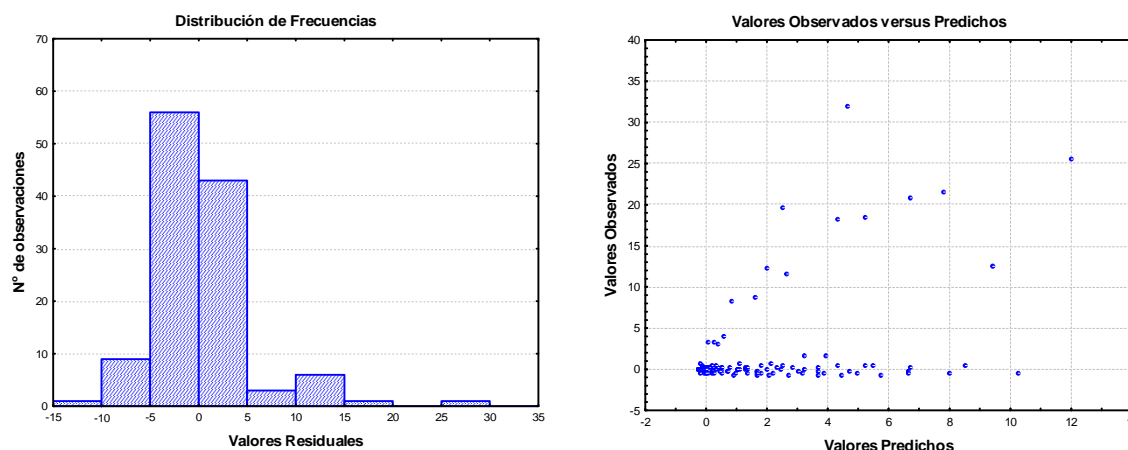


Figura 5.138.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $\text{Nmin-NH}_4^+ = z + a_1 \text{DTH}$ (3)

Suelo Cultivo-patata

Sustituyendo los valores estimados para el término independiente y el coeficiente de la variable se obtiene la ecuación siguiente:

$$\text{Nmin} = -0,240 + 0,002 \times 10^{-2} \text{DTH}$$

Este modelo explicaría el 24% de la varianza, pero aún siendo un modelo significativo, el programa informático utilizado para el ajuste advierte que los resultados no son fiables. Por tanto, se desestima su análisis y como posible modelo explicativo.

5.13.3.4. Modelo $\text{Nmin} = z + a_1 \text{DHe}^T$ (modelo 4)

Al igual que para los datos de mineralización del nitrógeno total inorgánico, se procede a describir los resultados obtenidos al ajustar los valores de mineralización del nitrógeno amoniacal en cada una de las incubaciones realizadas a diferentes temperaturas, humedades y tiempos de los tres suelos estudiados.

Al sustituir para cada uno de los suelos los coeficientes por los valores obtenidos resultan las ecuaciones siguientes:

$$\text{Nmin} = 3,691 + 4,461 \times 10^{-18} \text{DHe}^T \quad \text{Suelo Robledal}$$

$$\text{Nmin} = 2,686 + 4,869 \times 10^{-18} \text{DHe}^T \quad \text{Suelo Prado}$$

$$\text{Nmin} = 1,248 + 1,248 \times 10^{-18} \text{DHe}^T \quad \text{Suelo Cultivo-patata}$$

La bondad del ajuste para cada uno de los suelos se deduce a partir de r^2 : 0,47 para Robledal, 0,77 para Prado y 0,85 para Cultivo-patata, por lo que este modelo permitiría explicar, de forma respectiva, el 47, el 77 y el 85% de la varianza para cada suelo. Pero como se puede apreciar, al igual que sucedía para el nitrógeno total inorgánico, los valores de a_1 son sumamente bajos, por lo que la dependencia de la variable de interacción DHe^T es muy pequeña; de hecho, su grado de significación es nulo, al igual que el del término independiente. También, esta vez, el programa estadístico utilizado advierte sobre la poca fiabilidad de los resultados y, por tanto, se desestima este modelo para los tres suelos.

Como resumen después del análisis realizado, se puede decir que todos los modelos analizados el modelo máximo es el que mejor explica la dinámica de las formas amoniacales en función de las variables de temperatura, humedad y tiempo, en los tres suelos, ya que es el que proporciona los mayores porcentajes de explicación. Pero, en sí no es un modelo óptimo, ya que contiene muchos estadísticos que no rechazan la hipótesis cero, que tienen entre ellos problemas de colinealidad y lo más probable es que sea un ejemplo de error de tipo I. Por ello, se plantea el obtener por parsimonia del modelo máximo un modelo más sencillo de bondad equivalente para, así evitar el problema de sobreajuste.

5.13.3.5. Parsimonia del modelo máximo

Al igual que para el nitrógeno total inorgánico se procede a simplificar el modelo máximo mediante el método de parsimonia con el objetivo de obtener un modelo más sencillo que permita explicar los datos de mineralización para el $N-NH_4^+$ obtenidos en las incubaciones de los tres suelos realizadas a distintas temperaturas, diferentes niveles de humedad hasta capacidad de campo y diversos tiempos. A continuación se realizará el comentario correspondiente para cada suelo.

Suelo Robledal

El modelo máximo para este suelo es:

$$N_{min} = 7,480 - 0,003D^2 + 0,024T^2 - 0,001H^2 - 0,162 D + 0,055 H - 1,076 T + \\ + 0,002DH + 0,019 DT + 0,001 TH$$

Como se ha comentado, no rechazan la hipótesis cero H^2 , H y TH , además H y H^2 son casicolineales. Por tanto, se opta por conservar en el modelo la variable H para conservar el principio jerárquico y eliminar H^2 . El nuevo modelo a analizar es:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Al sustituir los estadísticos por sus valores se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = 7,639 - 0,003D^2 + 0,024T^2 - 0,162 D + 0,009 H - 0,976 T + \\ + 0,002DH + 0,019 DT$$

El coeficiente de determinación de este modelo es: $r^2 = 0,88$, por lo que el grado de explicación es prácticamente el mismo que el del modelo máximo, el 88% de la varianza.

El modelo sigue siendo significativo ($p \leq 0,001$) y se producen modificaciones en los estadísticos afectados por colinealidad (z , T y H), en los que mejora el error estándar. Las variables más significativas, como en el modelo máximo, en orden decreciente son: DT , T^2 y T . No rechazan la hipótesis cero los términos D y H . Tanto el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, son similares a los del modelo máximo (Figura 5.139), ya que según se puede observar en el histograma, al igual que en el modelo máximo más del 99% de los residuales tienen valores que oscilan entre $\pm 6 \text{ mg kg}^{-1}$ y que sólo una observación puede llegar a tener un valor de -14 mg kg^{-1} . En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver que la máxima dispersión de puntos se localiza entre los valores predichos de 5 a 10 mg kg^{-1} .

De modo que este modelo predice de forma similar al modelo máximo y sería más preciso y más fiable que dicho modelo máximo, pero aún contiene variables que no rechazan la hipótesis cero, por lo que persiste el riesgo de error tipo I. Para minimizar dicho error se procede a eliminar la variable H , por comparación con lo que ocurría en el caso del nitrógeno total inorgánico, aunque se incumple el principio jerárquico. Por este motivo y en prevención de que en el nuevo modelo rechace la hipótesis cero se conserva D .

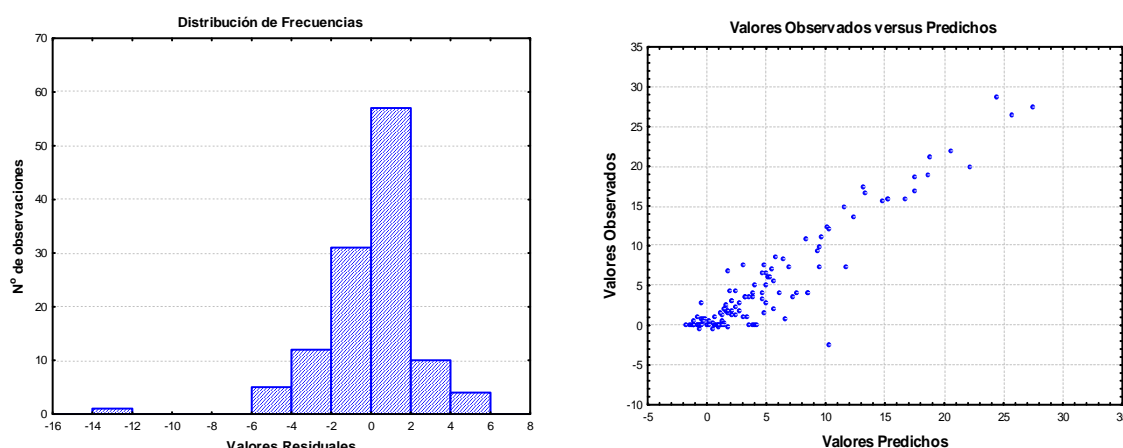


Figura 5.139.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$.

Por tanto, el nuevo modelo será:

$$N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Con los nuevos valores obtenidos para los estadísticos, la expresión se transforma en:

$$N_{\min} = 8,275 - 0,003D^2 + 0,024T^2 - 0,183D - 0,976 T + 0,002DH + 0,019 DT$$

El valor del coeficiente de determinación (r^2) del nuevo modelo es 0,88, por lo que el grado de explicación es prácticamente el mismo que el del modelo máximo, el 88% de la varianza.

El modelo tiene el mismo nivel de significación y en los estadísticos afectados por colinealidad (z , D y DH) se producen modificaciones, aunque mejora el error estándar y, en general, el de todos los estadísticos. Las variables más significativas en orden decreciente son, como en el modelo máximo: DT , T^2 , T y DH ; la variable menos significativa es D . Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero. Tanto el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos son prácticamente idénticos a los del modelo máximo (Figura 5.140), puesto que, el 74% de los residuales toma valores de ± 2 y más del 99% de ± 6 y menos del 1% toma el valor de -14 mg kg^{-1} .

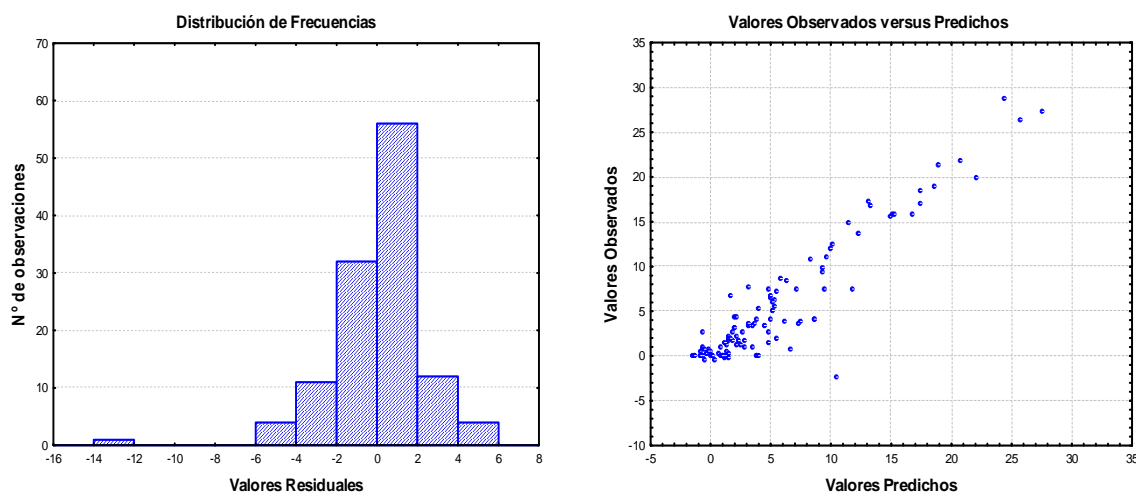


Figura 5.140.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$.

A partir de este modelo se ha pretendido seguir la parsimonia, eliminando de forma sucesiva y alternativa las distintas variables menos significativas o con posibles problemas de colinealidad, pero además de reducirse el nivel de explicación (hasta un 6%, en los modelos analizados) los errores estándar aumentaban para la mayoría de los estadísticos y los problemas de colinealidad no se solucionaban; por tanto se llega a decidir que el mejor modelo para explicar los resultados sobre la mineralización de las formas amoniacales en el suelo de Robledal es el analizado anteriormente, esto es:

$$N_{min} = 8,275 - 0,003 D^2 + 0,024 T^2 - 0,183 D - 0,976 T + 0,002 DH + 0,019 DT$$

Suelo Prado

El modelo máximo para las formas amoniacales en este suelo es:

$$N_{min} = 16,785 - 0,002D^2 + 0,039T^2 + 0,001H^2 - 0,117 D - 0,063 H - \\ - 1,676 T - 0,001 DH + 0,016 DT - 0,0005 TH$$

Al igual que en los modelos empleados para el suelo de Robledal, D^2 , H^2 , D , H , DH y TH no rechazan la hipótesis cero; a su vez, son los menos significativos y H y H^2 son casi colineales (coeficiente de Pearson -0,921). Teniendo en cuenta los datos estadísticos se opta por eliminar del modelo máximo las variables H^2 , TH y DH . El nuevo modelo a analizar es:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_8 DT$$

Al sustituir los estadísticos se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = 15,935 - 0,002D^2 + 0,039T^2 - 0,179 D - 0,005 H - 1,710 T + 0,016 DT$$

El nuevo modelo tiene un coeficiente de determinación (r^2) de 0,62 frente a la del modelo máximo que es 0,63, por lo que disminuye un 1% el grado de explicación de la varianza. Es un modelo significativo ($p \leq 0,001$), pero siguen sin rechazar la hipótesis cero D^2 , D y H y, en consecuencia, el riesgo de error de tipo I persiste. Para minimizar este problema se continúa con la parsimonia y se eliminan D^2 y H , conservando el estadístico D por ser el más significativo de los tres y para mantener el principio jerárquico; además se tiene la esperanza de que, como en casos anteriores, en el nuevo modelo rechace la hipótesis cero. En el caso de H , que es la variable menos significativa, se elimina supeditando el principio jerárquico en favor del objetivo de conseguir el mejor modelo predictivo y estimativo. De esta forma se analiza el nuevo modelo

$$N_{min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$$

La expresión que se obtiene con los nuevos valores de los estadísticos es:

$$N_{min} = 16,024 + 0,039 T^2 - 0,2719 D - 1,710 T + 0,016 D$$

El coeficiente de determinación del nuevo modelo es: $r^2 = 0,62$ por lo que se pierde 1% de explicación de la varianza en relación con el del modelo máximo. Y el modelo sigue siendo significativo ($p \leq 0,001$). Se producen modificaciones en los estadísticos afectados por colinealidad (z y D) en los que mejora el error estándar y, en general, el de todos los estadísticos. Las variables más significativas son en orden decreciente: T^2 , T y DT , por lo que se invierte el orden en relación con el modelo máximo, mientras que la variable menos significativa es D . Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero. El histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales tiene más cola a la derecha, es decir, aumenta en menos de 1% la predicción por defecto, pero, al igual que en el modelo máximo el 89% de los residuales tiene un valor de $\pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ (Figura 5.141). Por otra parte, el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos de la figura 5.141, es similar al del modelo máximo, aunque con menor oscilación en los valores predictivos.

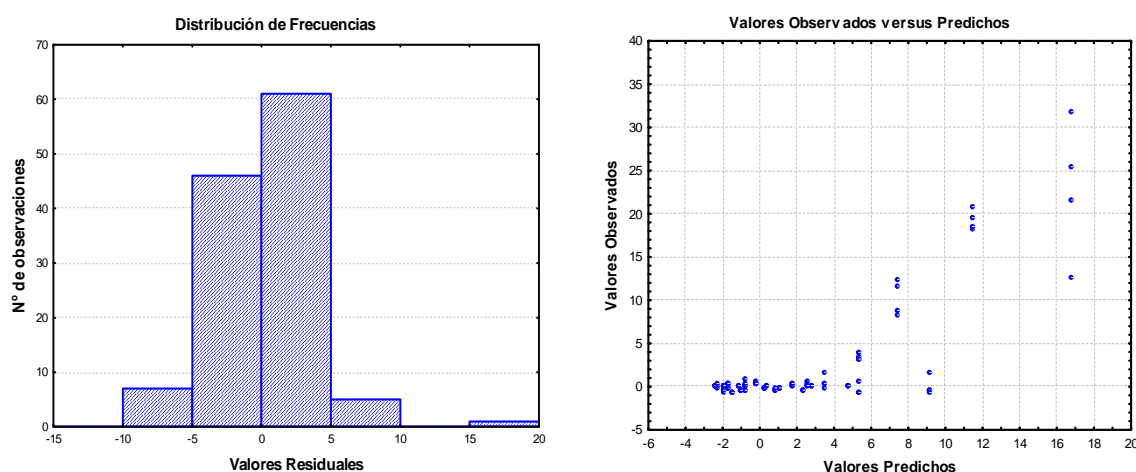


Figura 5.141.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $N_{\min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$.

Por tanto, se podría considerar como un modelo más preciso que el modelo máximo, pero persiste la colinealidad entre los términos que contienen la variable temperatura. Para tratar de corregir este problema se analizaron varios modelos en los que se eliminaba alguno de los estadísticos implicados, pero los nuevos modelos daban una explicación de la varianza un 20% inferior a este modelo y los errores estándar de los estadísticos aumentaban. En consecuencia, de los modelos planteados, el mejor modelo para explicar la dinámica de las formas amonio en el suelo de Prado es el anteriormente analizado, es decir:

$$N_{\min} = 16,024 + 0,039 T^2 - 0,272 D - 1,710 T + 0,016 DT$$

Suelo Cultivo-patata

La ecuación máxima obtenida para este suelo en los ajustes realizados de los resultados obtenidos para las formas amoniacales es la siguiente:

$$N_{min} = 6,022 - 0,0001D^2 + 0,011T^2 + 0,001H^2 - 0,048 D - 0,060 H - \\ - 0,417 T + 0,0004 DH + 0,005 DT - 0,001 TH$$

Los estadísticos z , D^2 , H^2 , D , H , DH y TH no rechazan la hipótesis cero y constituyen un indicio de que en el modelo máximo se puede incurrir en sobreajuste o error de tipo I; a su vez, como en casos anteriores, son los menos significativos y $H-H^2$ y $z-H$ son casi colineales (coeficientes de Pearson -0,98 y -0,97). Teniendo en cuenta la evolución de la parsimonia en los suelos anteriores y los datos estadísticos obtenidos, se eliminan del modelo H^2 , TH y H , por lo que el nuevo modelo será:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Al sustituir por los nuevos estadísticos la expresión es:

$$N_{min} = 4,250 - 0,0001D^2 + 0,011T^2 - 0,052 D - 0,459 T + 0,0003 DH + 0,005 DT$$

La bondad del nuevo modelo es similar a la del modelo máximo, ($r^2 = 0,65$). El modelo es también significativo ($p \leq 0,001$), pero sigue manteniendo tres estadísticos que no rechazan la hipótesis cero. De los tres, el de menor significación es D^2 y, a continuación, DH y D . Teniendo en cuenta las argumentaciones realizadas para los suelos anteriores, se procede a eliminar los términos D^2 y DH , resultando el nuevo modelo

$$N_{min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$$

Las nuevas estimaciones de los coeficientes dan lugar a la expresión:

$$N_{min} = 4,264 + 0,011T^2 - 0,080 D - 0,459 T + 0,005 DT$$

El nuevo modelo explica el 65% de la varianza, por lo que no se pierde explicación, en relación con el modelo máximo.

Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero al igual que el propio modelo, por lo que sigue siendo significativo ($p \leq 0,001$). Se producen modificaciones en los estadísticos afectados por colinealidad (z y D), en los que mejora el error estándar. Las variables más significativas, al igual que en el suelo Prado, son en orden decreciente T^2 , T y DT ; siendo la menos significativa D . Tanto el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales como el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, son similares a los del modelo máximo (Figura 5.142).

Así, en el histograma se puede ver que el 82% de los residuales tienen valores comprendidos entre $\pm 1 \text{ mg kg}^{-1}$, mientras que en el modelo máximo era el 79%, por lo que aumenta un 3% la predicción y se siguen manteniendo los valores máximos de -3 para la predicción por exceso y de 10 para la predicción por defecto, mg kg^{-1} . En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede observar que disminuye la dispersión de los puntos en el intervalo de 1 a 3 de los valores predichos.

Teniendo en cuenta los grados de significación de las variables explicativas, se da por finalizada la parsimonia aunque, como era de esperar, hay colinealidad entre T^2 y T , T y z y entre DT y D . La supresión de la variable D no solucionaría la colinealidad e implicaría perder un 8% de explicación de la varianza (el r^2 del nuevo modelo sería 0,57) y los errores estándar de los estadísticos aumentarían. Por tanto, se llega a que el mejor modelo es el anteriormente analizado, que es el mismo que para el suelo Prado, esto es:

$$N_{\min} = 4,264 + 0,011T^2 - 0,080D - 0,459T + 0,005DT$$

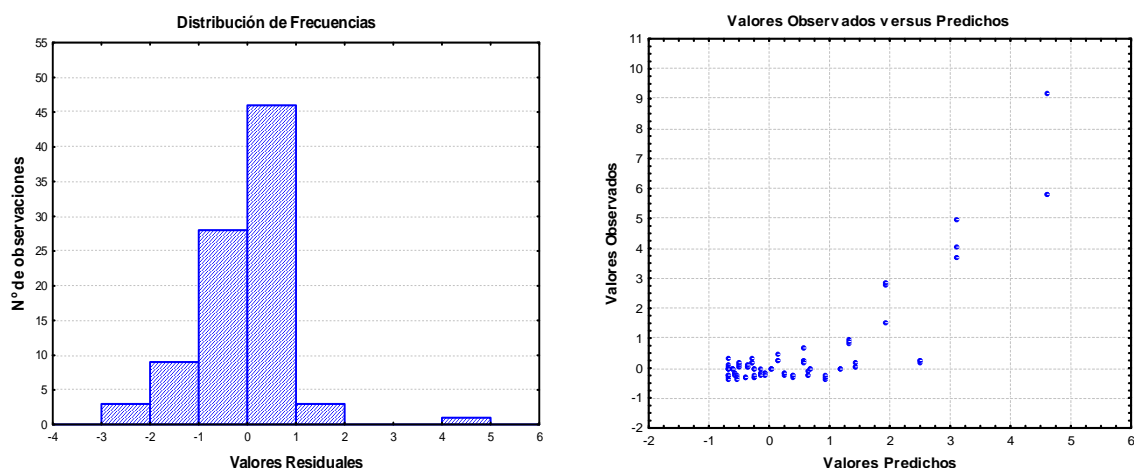


Figura 5.142.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NH_4^+ al modelo $N_{\min} = z + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT$.

5.13.4. Formas nitratos

Al igual que para las otras formas inorgánicas del nitrógeno se procede a ajustar los datos elaborados a partir de los experimentales obtenidos para los nitratos en las incubaciones de los tres suelos realizadas a distintas temperaturas, diferentes niveles de humedad hasta capacidad de campo y diversos tiempos a las ecuaciones (1), (2), (3) y (4), anteriormente seleccionadas, con el objetivo de hallar un modelo matemático que permita explicar de forma fiable los datos de mineralización para el N-NO_3^- . Como en los dos suelos anteriores el estudio se inicia con el análisis del modelo máximo.

5.13.4.1. Modelo máximo (modelo 1)

Como se recordará la ecuación del modelo es:

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$$

Y a continuación se realizará el análisis de los resultados obtenidos para cada suelo.

Suelo Robledal

Cuando se sustituyen los coeficientes por sus valores estimados se obtiene la siguiente expresión:

$$N_{min} = -2,908 + 0,001D^2 - 0,008 T^2 + 0,0004 H^2 - 0,040 D - 0,037 H + \\ + 0,424 T + 0,001 DH - 0,001 DT - 0,001 TH$$

Su grado de explicación es del 41% de la variación total (r^2 es 0,41). Confirma que existe algún tipo de asociación entre las cantidades de nitratos del suelo y las variables explicativas del modelo, puesto que rechaza la hipótesis nula y, en consecuencia, es significativo ($p \leq 0,001$).

De los diez estadísticos siete no rechazan la hipótesis nula: z , a_1 , a_3 , a_4 , a_5 , a_8 y a_9 , y por tanto, pueden ser cero, siendo, a su vez, los de menor significación. Se corresponden con las variables explicativas D^2 , H^2 , D , H , DT y TH ; el resto de los coeficientes rechazan la hipótesis cero siendo el de mayor significación a_6 que se corresponde con la variable T , y le siguen en significación los coeficientes de las variables T^2 y DH , en este orden. También hay casicolinealidad entre H^2 y H y entre T^2 y T (coeficientes de Pearson: -0,92 y -0,87 respectivamente). De igual modo, el término independiente (z) tiene correlaciones superiores a 0,5 con las variables H , T , H^2 y TH .

La distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los predichos se reflejan en el histograma y en el gráfico de la figura 5.143. La información que aporta el histograma es que el 98% de los residuales tienen valores comprendidos entre $\pm 1 \text{ mg kg}^{-1}$ y que las diferencias máximas en relación con los valores observados son -4 (predicción por exceso) y 8 (predicción por defecto) mg kg^{-1} . En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver que los puntos tienden a dispersarse más cuanto mayor es el valor observado.

Por tanto, éste no es un buen modelo para explicar los resultados experimentales obtenidos para las cantidades mineralizadas de nitratos en el suelo Robledal, ya que aporta un nivel bajo de explicación de la varianza, es decir, es poco explicativo, tiene muchas variables cuyo coeficiente puede ser cero, lo que aumenta el riesgo de error tipo I y merma el carácter estimativo, pero su nivel de predicción es mejor.

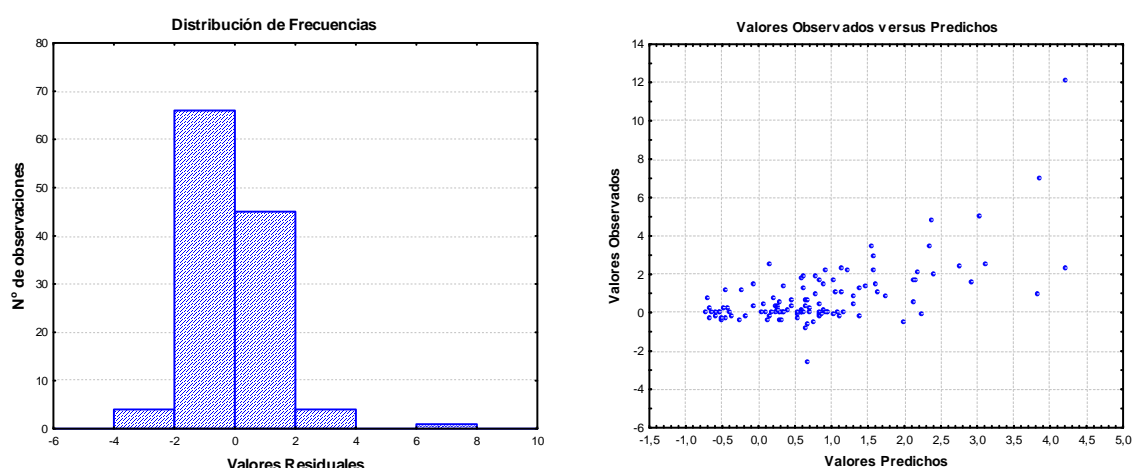


Figura 5.143.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NO_3^- al modelo máximo: $N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$.

Suelo Prado

Cuando se sustituyen los coeficientes por los valores obtenidos al realizar el ajuste de los datos se obtiene la siguiente ecuación:

$$N_{\min} = -23,791 + 0,006D^2 - 0,046T^2 - 0,002H^2 - 0,240 D + 0,219H + \\ + 1,794 T + 0,0004DH + 0,007DT - 0,003 TH$$

Su grado de explicación de la varianza tampoco es alto, ya que la bondad del ajuste es 0,51, aunque es un 10% más alto que en el suelo Robledal. De igual forma el análisis de la varianza determina que es significativo ($p \leq 0,001$).

No rechazan la hipótesis cero los coeficientes a_3 , a_4 , a_5 , a_7 y a_9 ya que su significación, p , es mayor de 0,05, por lo que hay riesgo de cometer error de tipo I; tales coeficientes multiplican a los términos H^2 , D , H , DH y TH . El coeficiente a_2 del término T^2 , es el que tiene mayor significación, siguiéndole a_6 , z , a_1 y a_8 , por este orden, que aparte del término independiente afectan a las variables T , D^2 y DT . Los coeficientes de Pearson son altos en los pares de variables H^2 - H (0,92 casi colineales), T^2 - T (-0,87) y z con H (-0,81). En la figura 5.144 se representan el histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y la distribución de los valores observados frente a los valores predichos.

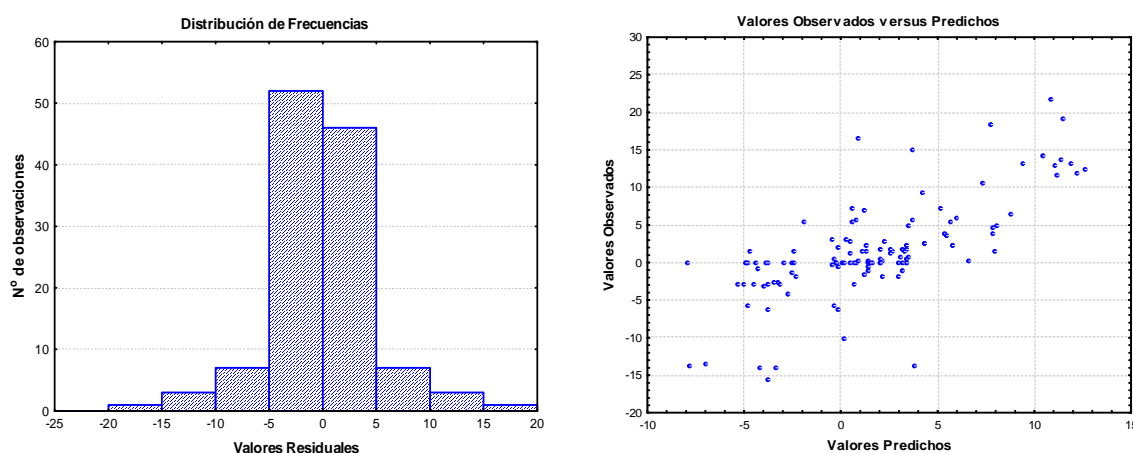


Figura 5.144.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NO_3^- al modelo máximo: $N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$.

Como se puede deducir del histograma el 83% de los residuales pueden tomar valores comprendidos entre -5 y 5 mg kg^{-1} , igualmente se puede saber que los valores máximos que pueden alcanzar tanto por exceso como por defecto son -20 y 20, por lo que si se comparan estos valores con los obtenidos para Robledal, se puede decir que la predicción de los datos experimentales correspondientes a los nitratos por el modelo máximo es menor para el suelo Prado que Robledal, aunque su grado de explicación es mayor en el primero de los suelos (Prado). Además, el riesgo de cometer error de tipo I es menor en Prado que en Robledal. Por otra parte, en el gráfico de valores observados frente a predichos se puede observar que, de forma general, predomina la dispersión de los puntos.

Suelo Cultivo-patata

Cuando se sustituyen los coeficientes por los valores correspondientes obtenidos al ajustar los datos experimentales de las formas nitrato al modelo máximo, resulta la ecuación siguiente:

$$N_{\min} = 3,871 + 0,003D^2 - 0,004T^2 + 0,001H^2 - 0,239D - 0,131H + \\ + 0,188T + 0,002DH + 0,001DT + 0,0002TH$$

Al igual que en los otros suelos, la bondad del ajuste es baja puesto que r^2 es igual a 0,37; ello hace que sea el suelo que tiene menor grado de explicación de la variación mediante este modelo.

Como para los suelos anteriores, aunque en menor grado, es un modelo significativo. Pero, como se puede observar en la expresión general, el único estadístico que rechaza la hipótesis cero es a_7 , el coeficiente de la variable **DH**, si bien tiene un valor de p alto (0,045 en relación con el límite de confianza 0,05).

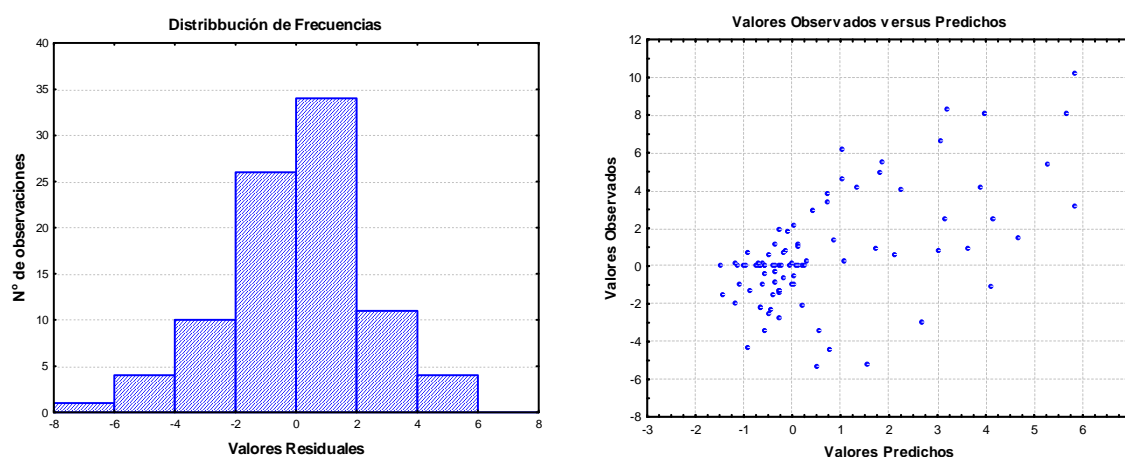


Figura 5.145.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NO_3^- al modelo máximo: $N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_3 H^2 + a_4 D + a_5 H + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT + a_9 TH$.

En consecuencia no es un buen modelo, por su bondad baja y poca fiabilidad, para explicar la dinámica de las formas nitrato en el suelo Cultivo-patata. Esta afirmación se corrobora al observar la dispersión de los puntos en el gráfico que representa la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, (Figura 5.145). En el histograma de distribución de la frecuencia de los valores de los residuales se muestra que el 67% de los residuales pueden tomar valores comprendidos en el intervalo $(-2, 2)$ y que los valores más altos tanto por exceso como por defecto son -8 y 6 mg kg^{-1} .

Del estudio realizado se podría decir que este modelo es menos predictivo para este suelo Cultivo-patata que para Robledal, pero lo es más que para Prado. Además, el nivel de explicación de la varianza es menor para los datos del suelo Cultivo-patata que para los de los otros dos suelos y el riesgo de cometer error de tipo I es mayor que en el caso de los otros dos suelos. Por tanto, el modelo máximo tampoco es un buen modelo para explicar los datos obtenidos para la mineralización de nitratos observada en las incubaciones realizadas a diferentes temperaturas, humedades y tiempo del suelo Cultivo-patata.

5.13.4.2. Modelo $N_{\min} = z + a_1 T + a_2 D + a_3 H + a_4 TDH$ (modelo 2)

Se procede a ajustar los datos obtenidos para la mineralización de nitratos a esta ecuación (2) con el objetivo de saber si, para los tres suelos puede ser un buen modelo para explicar los resultados experimentales obtenidos. A continuación se realizará, de forma conjunta, un comentario pormenorizado de los resultados correspondientes a los ajustes de los tres suelos.

La sustitución de los coeficientes por los valores obtenidos en el ajuste para cada uno de los suelos da lugar a las ecuaciones siguientes:

$$N_{min} = -0,535 - 0,014 T + 0,044 D + 0,013 H + 0,002 \times 10^{-3} TDH \quad \text{Robledal}$$

$$N_{min} = -0,459 - 0,053 T + 0,089 D - 0,001 H + 0,073 \times 10^{-3} TDH \quad \text{Prado}$$

$$N_{min} = -0,928 - 0,006 T + 0,043 D + 0,484 \times 10^{-3} H + 0,033 \times 10^{-3} TDH \quad \text{Cultivo-patata}$$

Los valores estimados indican que para ninguno de los tres suelos, aún siendo un modelo que rechaza la hipótesis cero, resulta ser un buen modelo para explicar las variaciones de las formas nitrato en función de las variables de la temperatura, humedad y tiempo de incubación, ya que:

- Los coeficientes de determinación r^2 indican que el grado de explicación de la varianza es del 23% en el suelo Robledal, del 26% en Prado y del 32% en Cultivo-patata; todas ellas resultan ser inferiores a las del modelo máximo para cada suelo (41%, 51% y 37% para Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente).
- En los suelos Prado y Cultivo-patata ningún estadístico rechaza la hipótesis nula y en Robledal sólo la rechaza el correspondiente al tiempo, esto es, **D**.
- El estadístico más significativo es, en los suelos Robledal y Prado el que afecta al tiempo (D) y el del término de interacción **TDH** en Cultivo-patata.

Todo ello se considera que constituyen razones suficientes para desestimar el modelo y, por tanto, no proseguir su análisis.

5.13.4.3. Modelo $N_{min} = z + a_1 DTH$ (modelo 3)

Las ecuaciones que resultan al sustituir los coeficientes por los valores obtenidos al realizar los ajustes de los datos de nitratos mineralizados para cada uno de los suelos son:

$$N_{min} = 0,265 + 0,021 \times 10^{-3} DTH \quad \text{Suelo Robledal}$$

$$N_{min} = -1,122 + 0,100 \times 10^{-3} DTH \quad \text{Suelo Prado}$$

$$N_{min} = -0,816 + 0,049 \times 10^{-3} DTH \quad \text{Suelo Cultivo-patata}$$

Al igual que los modelos anteriores, no es un buen modelo explicativo puesto que para el suelo Robledal r^2 es 0,15, para Prado es 0,24 y para Cultivo-patata es 0,31. No obstante, es cierto que es un modelo significativo y que en los suelos Robledal y Cultivo-patata todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero, mientras que en Prado, dicha hipótesis, la rechaza el coeficiente del término de interacción **DTH**, a_1 , pero no la rechaza el término independiente **z**. Además, sucede que **DTH** sólo es significativo en el suelo Prado y para los otros dos suelos no hay ningún término significativo en el modelo.

Por otra parte y para mayor seguridad el programa informático advierte de que los resultados no son fiables, por lo que se desestima el realizar un análisis más exhaustivo.

5.13.4.4. Modelo $N_{min} = z + a_1 DHe^T$ (modelo 4)

Al sustituir los coeficientes estimados obtenidos para cada una de las ecuaciones de los suelos estudiados resultan las expresiones siguientes:

$$N_{min} = 0,879 - 2,593 \times 10^{-19} DHe^T \quad \text{Suelo Robledal}$$

$$N_{min} = 1,847 - 9,849 \times 10^{-19} DHe^T \quad \text{Suelo Prado}$$

$$N_{min} = 0,640 - 0,189 \times 10^{-19} DHe^T \quad \text{Suelo Cultivo-patata}$$

La bondad del ajuste del modelo para los tres suelos es sumamente baja ya que los coeficientes de determinación r^2 son iguales a 0,03 para el suelo Robledal, 0,02 para el suelo Prado y $0,05 \times 10^{-3}$ para Cultivo-patata. Por tanto procede su desestimación.

A modo de resumen se puede decir que ninguno de los modelos da una explicación satisfactoria de la dinámica de las formas nitrato en función de la temperatura, la humedad y el tiempo de incubación, por lo que la hipótesis planteada con anterioridad de que la evolución de los procesos relacionados con los compuestos de nitrógeno, podría estar afectada por otros factores o variables presentes y/o características de cada suelo, cobra un peso mayor.

No obstante, con el fin de mejorar el modelo máximo ya que es el que permite un porcentaje mayor de explicación de la varianza, se procede a realizar su parsimonia.

5.13.4.5. Parsimonia del modelo máximo

Suelo Robledal

El modelo máximo con los valores de los coeficientes obtenidos en el ajuste realizado de los datos correspondientes a las formas nitrato para este suelo es:

$$N_{min} = -2,908 + 0,001D^2 - 0,008 T^2 + 0,0004 H^2 - 0,040 D - 0,037 H + \\ + 0,424 T + 0,001 DH - 0,001 DT - 0,001 TH$$

Tomando como referencia las parsimonias realizadas en las otras formas de nitrógeno para este suelo se procede a analizar el mismo modelo obtenido para ellas que es

$$N_{min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_7 DH + a_8 DT$$

Los datos estadísticos obtenidos para este modelo ponen de manifiesto que se explica un 38% de la varianza ($r^2 = 0,38$), por lo que se pierde un 3% de explicación en relación al modelo máximo. Además, rechaza la hipótesis cero y, por tanto, es significativo. El coeficiente más significativo es a_2 y le siguen en importancia a_6 y a_7 , coeficientes de las variables T^2 , T y DH . No rechazan la hipótesis cero los estadísticos relacionados con las variables D^2 , D y DT .

En consecuencia, se sigue la parsimonia para minimizar el sobreajuste, de tal forma que se eliminan de forma sucesiva los términos de las variables que podrían ser cero, procediendo de la siguiente forma: se elimina D^2 y se obtiene para el nuevo modelo un r^2 igual a 0,37, que supone un 4% menos de explicación con relación al máximo y siguen sin rechazar la hipótesis cero D y DT ; por tanto, aplicando el principio jerárquico, se elimina DT . Para este nuevo modelo el porcentaje de explicación de la varianza es del 36%, es decir, se reduce en un 5% en relación con el modelo máximo y sigue sin rechazar la hipótesis cero el término de la variable D . Por ello, se elimina D , resultando que:

- Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero.
- El modelo es significativo y su nivel de explicación de la varianza es del 35% (un 6% menos en relación con el modelo máximo).
- El estadístico más significativo es DH y posteriormente T^2 y T , en este orden.

Teniendo en consideración el análisis anterior, se puede considerar que el modelo

$$Nmin = z + a_2 T^2 + a_6 T + a_7 DH$$

es mejor que el modelo máximo, ya que minimiza el error de tipo I, aunque es cierto que su explicación de la varianza es un 6% inferior. Por otro lado, no es menos cierto que es simple, más preciso y por tanto más fiable y estimativo. Además, en relación a los demás modelos analizados es el que tiene mayor bondad en el ajuste y, por ello, se podría considerar el mejor modelo de los ensayados para explicar las variaciones de las formas nitrato en el suelo Robledal, aunque con esto no se pretende decir que es “un buen” y mucho menos “el mejor” modelo. Al sustituir los coeficientes por los valores correspondientes, la expresión que se obtiene es:

$$Nmin = -3,033 - 0,008 T^2 + 0,331 T + 0,001 DH$$

El histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos, se muestran en la figura 5.146. Según la información que aporta el histograma el 93% de los residuales pueden tomar valores comprendidos entre -2 y 2 mg kg⁻¹, y los valores máximos que pueden alcanzar son -4 y 10 mg kg⁻¹, por lo que el nivel de predicción es prácticamente el mismo que el del modelo máximo (95% de los residuales toma valores entre -2 y 2 y los valores máximos son -4 y 8 mg kg⁻¹). Asimismo, si se comparan los gráficos de valores observados frente a predichos de ambos modelos se llega a la conclusión de que son prácticamente iguales (Figuras 5.143 y 5.146).

En consecuencia, aunque se pierde explicación de la varianza de los datos de mineralización de los nitratos, se puede considerar que este modelo es mejor que el modelo máximo ya que no se pierde predicción, disminuye el riesgo de cometer error de tipo I y, por tanto, se aumentaría el nivel estimativo del mismo.

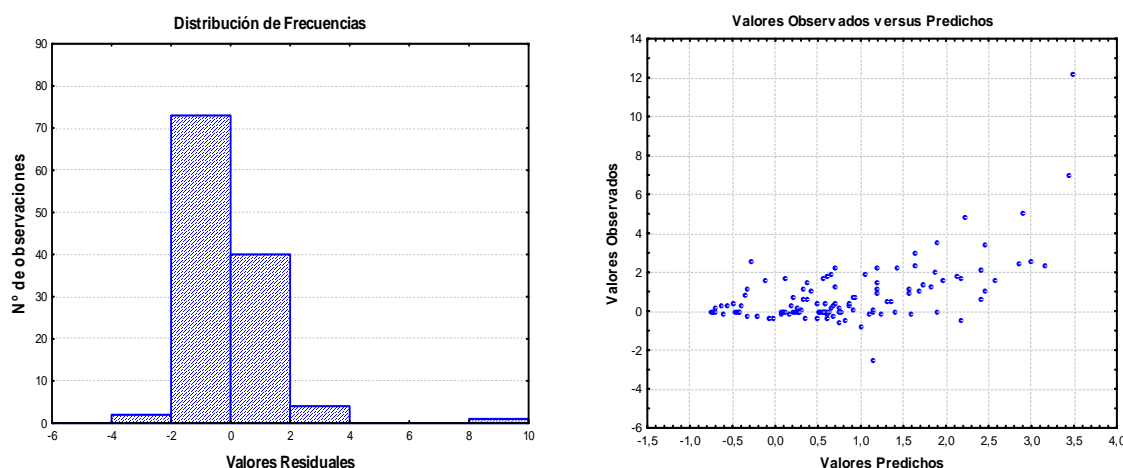


Figura 5.146.- Suelo Robledal: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NO_3^- al modelo: $N_{\min} = z + a_2 T^2 + a_6 T + a_7 DH$.

Como se puede observar, el término independiente del modelo es negativo y como en casos anteriores se realizó la parsimonia de z , pero su eliminación suponía un r^2 igual a 0,29 y que el estadístico a_6 no rechazase la hipótesis cero, por lo que se desestimó su eliminación. Por tanto, se mantiene que el modelo anteriormente analizado es el mejor modelo de los estudiados para las formas nitrato. Pero es obvio que no es un buen modelo porque, entre otras cosas, su nivel de explicación de la varianza es bajo y, además, cabe la sospecha de que se incurra en un error de tipo II o de infraajuste.

Suelo Prado

El modelo máximo con los valores de los coeficientes obtenidos en el ajuste realizado para este suelo es:

$$N_{\min} = -23,791 + 0,006D^2 - 0,046T^2 - 0,002H^2 - 0,240D + 0,219H + \\ + 1,794T + 0,0004DH + 0,007DT - 0,003TH$$

Con el objetivo de mejorar el modelo máximo y realizar una parsimonia más rápida, se comparan los modelos obtenidos a partir del modelo máximo, por este método, para las formas de nitrógeno total inorgánico y para las amoniacales. En dicha comparación se observa que aunque ambos son distintos ninguno contiene los términos H^2 , H y DH , los cuales, además, no rechazan la hipótesis cero en el modelo máximo para las formas nitrato en el suelo Prado, por lo que se considera que podrían ser eliminados. Por ello, se plantea el análisis del modelo resultante al ser eliminados estos tres términos, es decir:

$$N_{\min} = z + a_1 D^2 + a_2 T^2 + a_4 D + a_6 T + a_8 DT + a_9 TH$$

Los datos estadísticos obtenidos para este modelo son los siguientes: el modelo explica el 49% de la varianza, por lo que se pierde un 2% de explicación en relación al modelo máximo. Además, rechaza la hipótesis cero y, por tanto, es significativo. Por otro lado, el coeficiente más significativo es a_2 (que precede a T^2) y le siguen en importancia a_6 (que precede a T) y el término independiente z , pero no rechazan la hipótesis cero los estadísticos relacionados con las variables D y TH .

En consecuencia, se sigue la parsimonia para minimizar el error de tipo I, de tal forma que se eliminaron de forma sucesiva los términos de las variables que podrían ser cero, procediendo de la siguiente forma: se elimina TH y se obtiene para el nuevo modelo un r^2 igual a 0,48, lo que implica un 3% menos de explicación con relación al máximo y sigue sin rechazar la hipótesis cero D . Por tanto, se decide no mantener el principio jerárquico y se elimina D , obteniendo un nuevo modelo (para el que el porcentaje de explicación de la varianza es del 47%, por lo que se reduce en un 4% en relación con el modelo máximo), pero en este modelo no rechazan la hipótesis cero los estadísticos que afectan a D^2 y DT . Por ello, se resuelve continuar la parsimonia, ya que las estimaciones de los errores estándar de todos los datos han mejorado, y se elimina D^2 , resultando que:

- Todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero.
- El modelo es significativo y su nivel de explicación de la varianza es del 45% (un 6% menos en relación con el modelo máximo).
- Los errores estándar de los estadísticos se reducen, sobre todo el de z .
- El estadístico más significativo es DT y posteriormente T^2 y T , en este orden.
- El término independiente, z , es negativo, pero aunque es el estadístico menos significativo del modelo, su valor de significación es alto, por lo que se descarta su eliminación del modelo.

Al sustituir por los valores de los estadísticos obtenidos la expresión resultante es:

$$N_{min} = -19,098 - 0,046 T^2 + 1,962 T + 0,009 DT$$

El histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo se muestran en la figura 5.147. En el histograma de distribución de frecuencias se puede ver que el 79% de los residuales pueden tomar valores comprendidos en el intervalo $(-5, 5) \text{ mg kg}^{-1}$, así como que los valores máximos que pueden alcanzar son -20 (por exceso) y 15 (por defecto) mg kg^{-1} . Al comparar estos resultados con los del modelo máximo (83% de los residuales pueden tomar valores entre ± 5 y los valores máximos son -20 y 20 mg kg^{-1}), se puede deducir que disminuye el nivel de predicción del modelo aunque, la predicción por defecto mejora, en relación con el

modelo máximo. En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede ver la dispersión generalizada de los puntos.

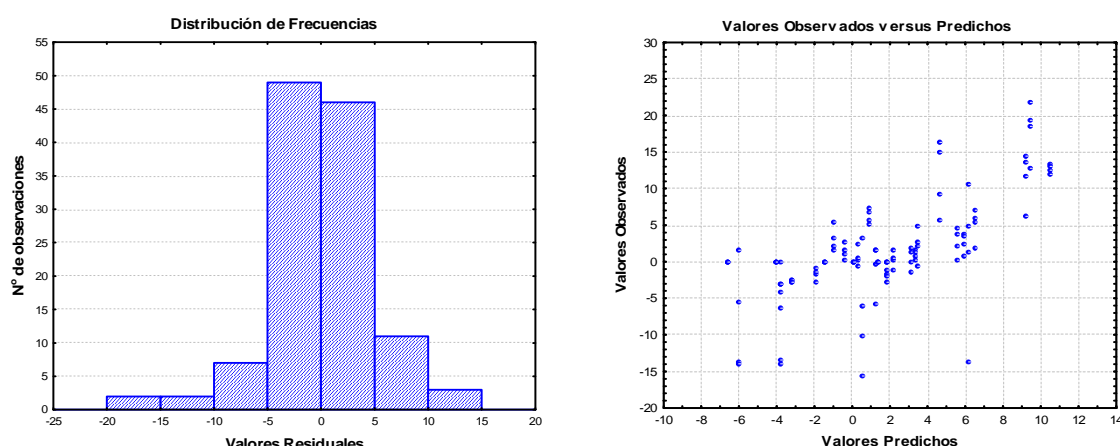


Figura 5.147.- Suelo Prado: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de N-NO_3^- al modelo: $N_{\min} = z + a_2 T^2 + a_6 T + a_8 DT$.

No obstante, se puede considerar que el modelo

$$N_{\min} = z + a_2 T^2 + a_6 T + a_8 DT$$

si bien tiene una bondad inferior al máximo, minimiza el error de tipo I, es simple, más preciso y, por tanto, más fiable y estimativo que el primero. De todos los modelos planteados, con excepción del máximo, es el que da un mayor porcentaje de explicación de la varianza de los datos experimentales obtenidos en relación con las formas nitrato para el suelo Prado pero, como es lógico, no es el mejor modelo para ello.

Como se puede observar resulta un modelo similar al obtenido para estas formas de nitrógeno en el suelo Robledal, sin embargo, el término más significativo en el modelo de Robledal es **DH** mientras que en el de Prado es **DT** (esto es, la integral térmica) por lo que se podría decir que la influencia de la temperatura en los procesos de nitración en el suelo Prado es mayor que en el suelo Robledal (hecho que se pone de manifiesto en el valor de los coeficientes respectivos) y que la influencia de la humedad a lo largo del tiempo es muy importante en el suelo Robledal, no siendo así en Prado. Asimismo, el término independiente es 6 veces superior en el modelo de Prado que en el de Robledal, lo que podría indicar que la nitración es más dependiente de otros factores presentes en el suelo en el primero que en el segundo. No obstante ambos modelos tienen el riesgo de infraajuste.

Suelo Cultivo-patata

El modelo máximo con los valores de los coeficientes resultantes del ajuste de los datos de mineralización neta de las formas nitrato para este suelo es:

$$N_{min} = 3,871 + 0,003D^2 - 0,004T^2 + 0,001H^2 - 0,239D - 0,131H + \\ + 0,188T + 0,002DH + 0,001DT + 0,0002TH$$

Al igual que en el suelo Prado, se comparan los modelos obtenidos por parsimonia del modelo máximo para las formas de nitrógeno total inorgánico y las amoniacales. De este modo se comprueba que todos los términos que no rechazan la hipótesis cero en la ecuación anterior (D^2 , H^2 , H y TH), no forman parte de los modelos obtenidos para las formas de nitrógeno anteriormente citadas, por lo que se resuelve eliminarlos del modelo. De este modo se procede a analizar el nuevo modelo obtenido, que es el siguiente:

$$N_{min} = z + a_2T^2 + a_4D + a_6T + a_7DH + a_8DT$$

Se comprueba que el valor del coeficiente de determinación (r^2) es 0,34, por lo que el modelo proporciona el 34% de explicación de la varianza, es decir, un 3% menos de explicación que el modelo máximo. Sin embargo, no rechazan la hipótesis cero ninguno de los estadísticos.

En consecuencia, es obligado seguir la parsimonia de tal forma que se eliminaron de forma sucesiva, según su grado de significación, los términos de las variables que podrían ser cero, procediendo de la siguiente forma: se eliminan sucesivamente D y DT y se obtienen valores de r^2 prácticamente iguales al modelo de partida (0,34), por lo que no se perdería explicación con su eliminación, pero como sólo rechaza la hipótesis cero el término DH y los demás (T^2 , T y z) no la rechazaban se prosigue la parsimonia y se elimina T^2 . Para este nuevo modelo el porcentaje de explicación de la varianza es del 33%, por lo que se reduce en un 4% en relación con el modelo máximo, pero sigue sin rechazar la hipótesis cero el estadístico de la variable T y, por tanto, se elimina T , resultando un modelo sumamente simple:

$$N_{min} = z + a_7DH$$

En este modelo todos los estadísticos rechazan la hipótesis cero. El modelo obtenido es significativo ($p \leq 0,001$) y su nivel de explicación de la varianza es del 32% (un 5% menos en relación con el modelo máximo). El estadístico más significativo es DH . Por otra parte el término independiente, z , es negativo pero significativo, por lo que se descarta su eliminación del modelo. Por otra parte, resulta evidente que es un modelo sumamente sencillo, pudiendo incurrir en el problema de infraajuste o error de tipo II.

Con los objetivos de minimizar el error de tipo II o infraajuste, cumplir el principio jerárquico y aumentar el grado de explicación, se analizaron modelos que incluían las variables lineales D y H , tanto las dos como solamente una de ellas, obteniéndose los siguientes resultados: si el modelo contenía las dos variables, D y H , r^2 aumentaba en casi una décima, pero sólo rechazaba la hipótesis cero el término DH ; al eliminar H del modelo resultó que el único estadístico que rechazaba la hipótesis cero era el término

independiente y al eliminar **D**, en vez de **H**, el único que rechazaba dicha hipótesis volvía a ser **DH**.

Por todo ello, se puede considerar que el modelo anteriormente explicado ($N_{min} = z + a_7 DH$) es un modelo mejor que todos estos modelos que incluían más variables. La ecuación del modelo aceptado al sustituir los valores de los estadísticos obtenidos es como se indica a continuación:

$$N_{min} = -1,039 + 0,001 DH$$

El histograma de la distribución de la frecuencia de los valores de los residuales y el gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al modelo se muestran en la figura 5.148.

La información que aporta el histograma es la de que el 71% de los residuales pueden tomar valores comprendidos en el intervalo (-2, 2) y que los valores máximos tanto por exceso como por defecto son -8 y 6 mg kg⁻¹. Por tanto, aumenta la predicción en relación con el modelo máximo (67% de los residuales oscilan entre -2 y 2 mg kg⁻¹). Además, En el gráfico de valores observados frente a predichos se puede observar como la dispersión de los puntos es menor.

Este modelo, además de ser sumamente simple, explica el 32% de la variación de los datos experimentales obtenidos en relación con las formas de nitrato en el suelo Cultivo-patata, en vez del 37% del modelo máximo, pero lo hace de forma más precisa que el primero. No obstante, hay que indicar que al igual que en los otros dos suelos, el riesgo de incurrir en error de tipo II es elevado y resulta evidente que ninguno de los modelos planteados resulta ser un buen modelo para explicar las variaciones de las formas nitrato en el suelo en función de la temperatura, la humedad y el tiempo de incubación.

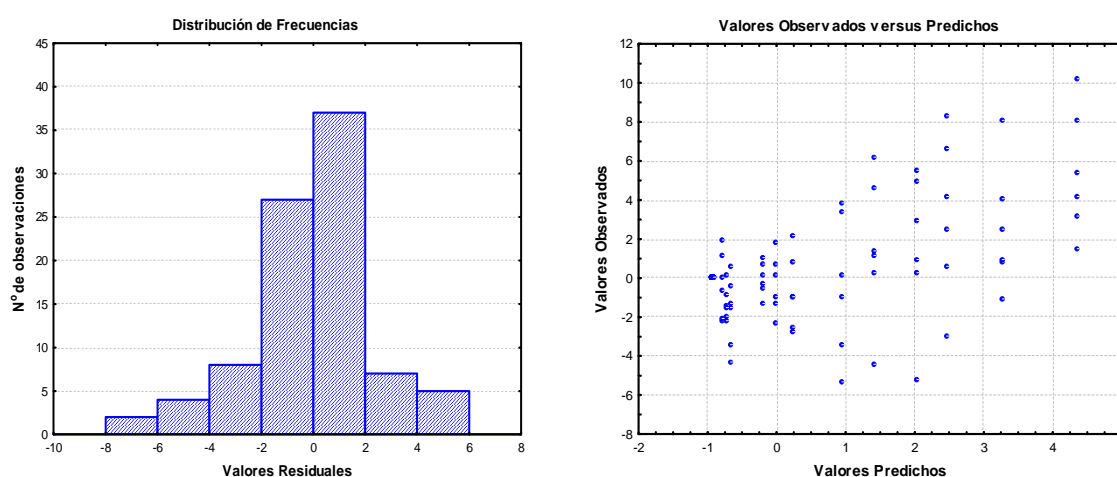


Figura 5.148.- Suelo Cultivo-patata: histograma de la frecuencia de distribución de los valores de los residuales y gráfico de la distribución de los valores observados frente a los valores predichos correspondientes al ajuste de los datos de mineralización de $N-NO_3^-$ al modelo: $N_{min}-NO_3^- = z + a_7 DH$.

5.14. Modelos para las formas de nitrógeno en función de la temperatura para los suelos con humedades mayores o iguales a capacidad de campo

5.14.1. Introducción

Al igual que para los resultados obtenidos para las formas de nitrógeno inorgánico a humedades inferiores e iguales a capacidad de campo se procede a realizar el mismo estudio para los resultados experimentales correspondientes a las cantidades mineralizadas de amonio ($N_{min}-NH_4^+$), nitratos ($N_{min}-NO_3^-$) y nitrógeno total inorgánico ($N_{min}-N_{tinorg}$) en los suelos humectados a niveles superiores o iguales a capacidad de campo. Este estudio, como se ha dicho en sucesivos apartados de este trabajo, consiste en ensayar si dichos resultados se ajustan a una serie de ecuaciones que en este caso resultó ser la ecuación de Van't Hoff (1898).

5.14.2. Ecuación de Van't Hoff

En las tablas 5.105, 5.106 y 5.107 se indican los coeficientes de correlación y los parámetros de la ecuación obtenidos para los tres suelos, al ajustar los valores de las distintas formas de nitrógeno determinados durante los ensayos realizados con los suelos humectados a estos niveles de capacidad de campo a las diferentes temperaturas de incubación.

La ecuación, como ya se ha indicado en apartados anteriores, es:

$$N_{min} = e^{b(t-T_0)},$$

donde N_{min} es la variación de la cantidad mineralizada de cualquiera de las formas de nitrógeno del suelo estudiada ($N_{min}-NH_4^+$, $N_{min}-NO_3^-$ y $N_{min}-N_{tinorg}$) a un tiempo de incubación concreto. Se calcula por diferencia entre los datos experimentales obtenidos para cada tiempo control, esto es 3, 10, 24 y 42 días, (N_x) y la cantidad determinada para cada forma de nitrógeno inorgánico en el momento inicial o tiempo cero (N_0), es decir, $N_{min} = N_x - N_0$; T_0 es la temperatura considerada como óptima (en este trabajo 15 °C) y t es la variable que toma los valores de las temperaturas experimentales utilizadas (10, 15, 20, 25, 30 y 35 °C).

5.14.2.1. Suelo Robledal

$N_{min}-NH_4^+$

En la tabla 5.105, se puede observar la diferencia del porcentaje de explicación que proporciona esta ecuación, entre el suelo a humedad de 100% capacidad de campo y a 160% c.c.; en el primer caso son explicados el 100% de los ensayos realizados mientras que en el segundo caso sólo el 50% tiene ajustes con significación estadística con un nivel de, al menos, $p \leq 0,1$, siendo los valores de r 0,94 (muestra 16010) y 0,92 (muestra 16024),

por lo que para ambos casos el nivel de significación es $p \leq 0,001$. Sin embargo, si el tiempo de incubación es corto (3 días) o largo (42 días), el coeficiente de correlación es cero.

Por lo que respecta al suelo con una humedad del 160% c.c., se observa que el parámetro b es positivo para todos los ensayos cuyo coeficiente de correlación tiene significación estadística, al igual que para los ensayos realizados a capacidad de campo (Tabla 5.105). Los valores que se obtienen para b son mayores a 160% c.c. que a 100% c.c., siendo los valores máximos para la primera humedad 0,17 (en la muestra 16010) y para la segunda 0,13 (en la muestra 1003).

Para el conjunto de las muestras que contienen un mismo grado de humedad, es decir a humedad constante, b disminuye con el tiempo de incubación desde el día 10 hasta el día 24. No obstante, cuando el grado de humedad es del 100% c.c. b ya disminuye desde el día 3, reduciéndose prácticamente a la mitad en el día 10; sin embargo, aumenta ligeramente (de 0,05 pasa a 0,06) desde el día 24 hasta el 42.

Tabla 5.105.- Suelo Robledal: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de las formas inorgánicas de nitrógeno (NH_4^+ , NO_3^- y N_{inorg}) obtenidos para las humedades iguales y superiores a capacidad de campo.

Nmin- NH_4^+				Nmin- NO_3^-				Nmin- N_{inorg}			
M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}	M	r	b	Q_{10}
10003	0,91 ^b	0,127	3,57	10003	0,53	-0,168	0,19	10003	...	0,065	1,92
10010	0,93 ^a	0,065	1,92	10010	0,00	10010	0,85 ^b	0,045	1,57
10024	0,86 ^b	0,053	1,70	10024	0,00	10024	0,95 ^a	0,053	1,70
10042	0,84 ^b	0,065	1,92	10042	0,00	10042	0,95 ^a	0,056	1,75
16003	0,00	16003	0,52	0,202	0,13	16003	0,87 ^b	0,071	2,03
16010	0,94 ^a	0,168	5,36	16010	0,00	16010	0,85 ^b	0,045	1,56
16024	0,92 ^b	0,113	3,08	16024	0,00	16024	0,95 ^a	0,053	1,70
16042	0,00	16042	0,00	16042	0,94 ^a	0,054	1,71

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Por tanto, con los datos obtenidos se podría decir que la influencia de la temperatura en la formación de formas amonio es positiva después de 10 días de incubación, tanto más cuanto mayor fuese la humedad del suelo; aunque dicho efecto no es perdurable en el tiempo, sino que desaparece después de los 24 días de incubación.

El coeficiente de mineralización (Q_{10}), como se puede observar en la tabla 5.105, tiene valores más altos cuando la humedad del suelo es 160% c.c. (5,36 a los 10 días y 3,08 a los 24 días) que cuando es del 100% c.c. (cuyos valores extremos son 3,56 a los 3 días y 1,70 a los 24 días). En consecuencia, el tiempo disminuiría, prácticamente a la mitad, la mineralización de los compuestos de nitrógeno, independientemente del grado de humedad del suelo. Sin embargo, en condiciones de humedad superiores a 100% c.c., en este caso 160% c.c., la mineralización es mayor para un mismo tiempo de incubación, por lo que se llega a la conclusión de que la humedad aumenta el efecto de la temperatura sobre el

coeficiente de mineralización. No obstante, en el análisis realizado a humedades inferiores a 100% c.c., se había llegado a que la humedad producía el efecto contrario, es decir, disminuía el efecto de la temperatura.

Teniendo en cuenta los resultados anteriores se puede decir que los procesos de amonificación son más sensibles a los cambios de temperatura cuando el suelo está humectado al 160% c.c. que a capacidad de campo.

Nmin-NO₃⁻

En el ajuste a la ecuación de Van't Hoff de los valores de Nmin-NO₃⁻ obtenidos, para casi todos los ensayos realizados para el suelo al 160% c.c. de humedad el valor de **r** es 0 (Tabla 5.105). El único caso en el que **r** no es 0 es para la muestra 1603, pero el valor de **r** (0,53), es inferior a 0,62, por lo que su significación estadística no llega a ser $p \leq 0,1$.

Por lo tanto, los datos experimentales no se ajustan al modelo de Van't Hoff y, en consecuencia, no se puede establecer una relación mediante este modelo entre la variación de la cantidad de las formas nitrato en el suelo Robledal con la temperatura de incubación.

Nim-Ntinorg

Los ajustes a la ecuación de Van't Hoff de los valores de Nmin-Ntinorg obtenidos en todos los ensayos tienen coeficientes de correlación **r** con significación estadística de al menos $p \leq 0,1$, ya que los valores de **r** están comprendidos entre 0,64 y 0,95 (Tabla 5.105). Hay que señalar que los ensayos realizados con el suelo a la humedad del 160% c.c. tienen, para tiempos de incubación de 3 días, mejores coeficientes de correlación que los realizados con el suelo al 100% c.c. (0,87 y 0,64, respectivamente). Por consiguiente, los resultados obtenidos para este modelo, indican una clara relación entre la variación de la cantidad del nitrógeno inorgánico y la temperatura.

Los valores obtenidos para el parámetro **b** son siempre positivos. La evolución de **b** es muy similar en las incubaciones con los dos niveles de humedad del suelo, así:

- para tiempos de incubación de 3 días, el valor de **b** aumenta al aumentar la humedad de las muestras.
- a los 10 días de incubación **b** disminuye, tomando valores prácticamente idénticos para ambas humedades, valores que se mantienen iguales a los 24 días, aunque **b** vuelve a aumentar.
- a los 42 días **b** aumenta a la humedad de 100% c.c. y casi permanece constante a 160% c.c., por lo que su valor es mayor a 100% c.c. que a 160% c.c. (Tabla 5.105).

En consecuencia, la influencia de la temperatura es positiva para la formación de compuestos de nitrógeno inorgánico cuando el suelo tiene un grado de humectación superior al de capacidad de campo. Esta influencia es mayor cuando el tiempo de

incubación es de 3 días y la humedad es del 160% c.c. pero al aumentar el tiempo de incubación disminuye la intensidad del efecto del nivel de humectación del suelo.

Para los casos con ajustes de significación estadística, el coeficiente de mineralización (Q_{10}) tiene valores extremos muy similares para ambas humedades, ya que para 100% c.c. los valores de este coeficiente están comprendidos entre 1,57 (muestra 10010) y 1,92 (muestra 1003) y para 160% c.c. entre 1,56 (muestra 16010) y 2,03 (muestra 1603). Como se puede observar los valores mínimos y máximos se producen a los mismos tiempos de incubación, esto es, a los 10 y a los 3 días, respectivamente. De igual modo se puede observar, que Q_{10} es el reflejo de las variaciones de b a lo largo del tiempo y viene a confirmar que la mineralización sería mayor inicialmente a la humedad del 160% c.c., pero después de 10 días de incubación disminuye a un determinado valor que parece ser independiente del grado de humedad del suelo y vuelve a aumentar de forma paulatina, siendo mayor el aumento a 100% c.c. que a 160% c.c.; por ejemplo, a los 42 días a 100% c.c. Q_{10} es 1,75 y a 160% c.c. es 1,71.

Por tanto, en el suelo Robledal la sensibilidad a los cambios de temperatura de los procesos de mineralización de las formas de nitrógeno total es prácticamente la misma a capacidad de campo que cuando está humectado a 160% c.c, siendo dicha sensibilidad mayor en los primeros días de incubación para ambos niveles de humedad.

En resumen, la ecuación de Van't Hoff permite explicar la totalidad de los datos obtenidos en relación con la mineralización de las formas de nitrógeno inorgánico del suelo Robledal humectado al 160% c.c., pero no da explicación, fundamentalmente, a los de la mineralización de la forma nitrato.

5.14.2.2. Suelo Prado

Nmin-NH₄⁺

El ajuste de los valores de Nmin-NH₄⁺ a la ecuación de Van't Hoff para todos los ensayos realizados a 100% c.c. el valor de la correlación es nulo ($r = 0$), mientras que el 50% de los realizados a 160% c.c. tienen significación estadística, ya que los valores de r son 0,98 (muestra 1603) y 0,97 (muestra 16010), por lo que el nivel de significación es $p \leq 0,001$ (Tabla 5.106).

Los valores de b para las muestras con significación estadística (las anteriormente reseñadas) son positivos, (0,253 y 0,158) y, como se puede comprobar disminuyen con el tiempo de incubación (Tabla 5.106). En base a estos resultados se puede decir que cuando la humedad del suelo Prado es superior (160% c.c.) a la de capacidad de campo (100% c.c.) la influencia de la temperatura es positiva para la formación de amonio en el suelo, sobre todo a los 3 días de incubación, pero esta influencia se hace cada vez menor a medida que aumenta el tiempo de incubación dejando de ser significativa para tiempos largos de incubación.

Tabla 5.106.- Suelo Prado: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de las formas inorgánicas de nitrógeno (NH_4^+ , NO_3^- y N_{tinorg}) mineralizadas obtenidos para las humedades iguales y superiores a capacidad de campo.

Nmin- NH_4^+				Nmin- NO_3^-				Nmin- N_{tinorg}			
<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀
10003	0,00	-	-	10003	0,36	0,104	2,82	10003	0,31	-0,297	0,05
10010	0,00	-	-	10010	0,00	-	-	10010	0,80 ^c	0,103	2,80
10024	0,00	-	-	10024	0,00	-	-	10024	0,00	-	-
10042	0,00	-	-	10042	0,00	-	-	10042	0,00	-	-
16003	0,98 ^a	0,253	12,55	16003	0,64 ^c	0,066	1,94	16003	0,00	-	-
16010	0,97 ^a	0,158	4,86	16010	0,60	0,014	1,15	16010	0,33	0,025	0,77
16024	0,00	-	-	16024	0,32	0,003	1,03	16024	0,54	0,052	0,59
16042	0,00	-	-	16042	0,00	-	-	16042	0,44	0,047	0,62

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos.

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

El coeficiente de mineralización, Q_{10} , tiene los siguientes valores: 12,55 para la muestra 1603 y 4,86 para las 16010; por tanto, la mineralización es anormalmente alta inicialmente y se reduce a medida que transcurre el tiempo hasta los 10 días de incubación. Estos resultados redundan en la hipótesis de que la sensibilidad a los cambios de temperatura de los procesos relacionados con la dinámica de los compuestos de nitrógeno amoniacal es mayor en los primeros días de incubación y disminuye a medida que aumenta el tiempo.

Después de estos comentarios resulta evidente que la ecuación de Van't Hoff no es un buen modelo para explicar la influencia de la temperatura en los procesos de amonificación que tienen lugar en el suelo Prado, ya que sólo permite explicar el 50% de los datos experimentales obtenidos para las incubaciones realizadas al 160% c.c. de humedad en función de la temperatura de incubación.

Nmin- NO_3^-

Los coeficientes de correlación *r* obtenidos para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff de los datos de Nmin- NO_3^- son igual a 0 para el 75% de los ensayos realizados a 100% c.c. y para el 25% de los realizados a 160% c.c.; además, para esta última humedad sólo el coeficiente de correlación de la muestra 1603 tiene significación estadística $p \leq 0,1$, siendo su valor 0,64, (Tabla 5.106).

El parámetro *b* para esta muestra tiene el valor de 0,066 (Tabla 5.106) lo que indica que la influencia de la temperatura en la formación de nitratos es pequeña cuando la humedad del suelo es del 160% c.c. De igual manera, el valor que toma Q_{10} , esto es el coeficiente de mineralización o sensibilidad, es bajo (1,94) en relación a otros valores, relacionados con la mineralización de los compuestos de nitrógeno, obtenidos para otras condiciones de humedad del suelo. Por tanto, la sensibilidad a los cambios de temperatura del proceso de nitración en el suelo humectado a 160% c.c. es bastante menor que la del

proceso de amonificación (para los 3 días de incubación la sensibilidad respectiva es 1,94 y 12,55), pero ambos procesos son menos sensibles a dichos cambios cuanto mayor es el tiempo de incubación.

En definitiva, la ecuación de Van't Hoff no es un buen modelo para explicar la influencia de la temperatura, según los datos experimentales obtenidos, en relación a los contenidos de formas nitrato en el suelo Prado cuando está humectado a un nivel superior al de capacidad de campo.

Nmin-Ntinorg

Cuando los valores de Nmin-Ntinorg se ajustan a la ecuación de Van't Hoff los resultados obtenidos para el coeficiente de correlación, r , difieren de los de las formas nitrato, ya que sólo el 25% de los ensayos realizados a 100% c.c. tienen un valor de r con significación estadística de nivel $p \leq 0,02$ y no tienen significación ninguno de los ensayos realizados a 160% c.c., (Tabla 5.106).

Por tanto, la ecuación de Van't Hoff no es un buen modelo para explicar los datos experimentales obtenidos en relación a las formas de nitrógeno inorgánico en el suelo Prado humectado a nivel superior al de capacidad de campo.

5.14.2.3. Suelo Cultivo-patata

Nmin-NH₄⁺

Los ajustes a la ecuación de Van't Hoff de los resultados obtenidos para el suelo Cultivo-patata humectado a niveles de 120 y 160% c.c. tienen coeficientes de correlación r que varían entre 0 y 0,97. De todos ellos tienen significación estadística $p \leq 0,1$: el 75% de los obtenidos a 120% c.c. (al igual que los obtenidos a la humedad de 100% c.c.); y el 100% de los obtenidos para la humedad de 160% c.c. (Tabla 5.107). El valor de r para las muestras incubadas durante 10 días aumenta al aumentar la humedad, mientras que al aumentar el tiempo hasta los 42 días prácticamente no varía el valor de r al aumentar la humedad edáfica (Tabla 5.107).

Para los ensayos con correlaciones estadísticamente significativas, los valores que toma el parámetro b son positivos y están comprendidos entre 0,088 (muestra 1603) y 0,289 (muestra 12010). Los mayores valores de b se obtienen en los ensayos realizados a 120% c.c., mientras que los menores en los de 160% c.c. La evolución de b en las incubaciones con distinto grado de humedad es variable, así:

- Aumenta cuando el suelo está a 100 y 160% c.c., al aumentar el tiempo de incubación, pero los valores de b son mayores en las incubaciones a 100% c.c. que en las de 160% c.c. (a 100% c.c. los valores extremos son 0,155 y 0,225, mientras que a 160% c.c. son 0,088 y 0,174).

- Disminuye con el tiempo de incubación cuando el grado de humedad es del 120% c.c., aunque el valor mínimo de la pendiente a esta humedad es casi igual al valor máximo de los obtenidos para las otras dos humedades (el mínimo a 120% c.c. es 0,226 y el máximo de las otras humedades es 0,225 a 100% c.c.).

Por tanto, la influencia de la temperatura es positiva para la formación de amonio en el suelo Cultivo-patata cuando tiene un contenido de humedad superior al de la capacidad de campo (100% c.c.); esta influencia es máxima cuando el nivel de humedad es del 120% c.c. al inicio de la experiencia, pero después de 10 días de incubación para esta humedad la cantidad de formas amonio disminuye progresivamente con el tiempo. Sin embargo, a 100% c.c. y 160% c.c. las formas amonio, inicialmente, son menos abundantes, tanto menos cuanto mayor es el contenido de humedad del suelo, pero dicha cantidad aumenta con el tiempo en las incubaciones realizadas a los dos niveles de humedad.

Los valores de los coeficientes de mineralización, Q_{10} , varían entre 2,42 (muestra 1603) y 17,97 (muestra 12010), de tal forma que en los ensayos realizados a 100% c.c. pasa de 4,73 a los 10 días a 9,48 a los 42 días, en los ensayos a 120% c.c. a los 10 días Q_{10} es 17,97 y a los 42 días 9,54 y en los de 160% c.c. es 2,42 a los 3 días y 5,71 a los 42 días. Por tanto, la mineralización sería inicialmente muy intensa en las muestras humectadas a 120% c.c. pero no se mantiene en el tiempo y la mineralización va disminuyendo; sin embargo, en los casos en los que inicialmente la intensidad es menor (a las humedades de 100 y 160% c.c.), la mineralización se va incrementando a medida que aumenta el tiempo de incubación. En consecuencia, en el transcurso de la incubación la sensibilidad a la temperatura de los procesos de amonificación en el suelo Cultivo-patata es mayor, cuando el nivel de humectación es del 120% c.c. que cuando es del 100% y del 160% c.c., si bien, no obstante, disminuye al aumentar el tiempo a dicha humedad del 120% c.c. Sin embargo, cuando el nivel de humedad es del 160% c.c. dicha sensibilidad es menor que cuando es del 100 ó del 120% c.c. durante toda la incubación, pero, al igual que a capacidad de campo, aumenta al aumentar el tiempo de incubación. Por consiguiente, se podría decir que el encharcamiento del suelo Cultivo-patata disminuye la sensibilidad a los cambios térmicos de los procesos amonificantes, aunque aumenta con el tiempo de incubación.

En resumen, la ecuación de Van't Hoff permite explicar en función de la temperatura la mayoría de los datos obtenidos para la mineralización de las formas amoniacales, en las incubaciones realizadas con el suelo Cultivo-patata a humedades superiores a capacidad de campo en función de la temperatura.

Nmin-NO₃⁻

Los ajustes a la ecuación de Van't Hoff de los valores de Nmin-NO₃⁻ obtenidos, tienen coeficientes de correlación (r) que varían entre 0 y 0,88, siendo cero para todos los ensayos realizados a 100% c.c., mientras que para todos los realizados a 160% c.c. los valores de r tienen significación estadística ($p \leq 0,1$) y para los de 120% c.c. sólo el 25% (muestra 12010) tienen significación.

El parámetro **b** toma valores positivos comprendidos entre 0,02 (muestra 16042) y 0,10 (muestra 12010) para los datos con correlaciones estadísticamente significativas. En consecuencia, para estos ensayos existe una relación positiva entre la temperatura de incubación y la variación de la cantidad de nitratos en el suelo (Tabla 5.107).

La variación de **b** con el tiempo de incubación únicamente se puede analizar en las incubaciones realizadas a la humedad de 160% c.c. y, en este caso, **b** disminuye con el tiempo de incubación, de tal forma que a los 3 días tiene un valor de 0,06 y a los 42 días de 0,02, es decir que es 3 veces menor (Tabla 5.107).

Por lo tanto, se puede decir que a la humedad del 160% c.c. la temperatura favorece, inicialmente, la acumulación de formas nitrato en el suelo Cultivo-patata, pero a medida que aumenta el tiempo de incubación disminuye el efecto positivo de la temperatura sobre la dinámica de dichas formas de nitrógeno.

Tabla 5.107.- Suelo Cultivo-patata: Valores de los parámetros obtenidos, a los diferentes tiempos de incubación para los ajustes a la ecuación de Van't Hoff para los valores de mineralización de las formas inorgánicas de nitrógeno (NH_4^+ , NO_3^- y N_{inorg}) obtenidos para las humedades iguales y superiores a capacidad de campo.

Nmin- NH_4^+				Nmin- NO_3^-				Nmin- N_{inorg}			
<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀	<i>M</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀
10003	0,00	-	-	10003	0,00	-	-	10003	0,00	-	-
10010	0,86 ^b	0,155	4,73	10010	0,00	-	-	10010	0,00	-	-
10024	0,85 ^b	0,156	4,77	10024	0,00	-	-	10024	0,70 ^e	0,112	3,07
10042	0,94 ^a	0,225	9,48	10042	0,00	-	-	10042	0,93 ^a	0,109	2,97
12003	0,45	0,054	1,71	12003	0,30	0,025	1,28	12003	0,00	-	-
12010	0,97 ^a	0,289	17,97	12010	0,73 ^d	0,096	2,61	12010	0,72 ^d	0,049	1,64
12024	0,95 ^a	0,243	11,40	12024	0,53	0,101	2,73	12024	0,28	0,039	1,48
12042	0,94 ^a	0,226	9,54	12042	0,24	-0,412	0,02	12042	0,00	-	-
16003	0,87 ^b	0,088	2,42	16003	0,88 ^b	0,059	1,81	16003	0,82 ^c	0,064	1,90
16010	0,94 ^a	0,098	2,66	16010	0,83 ^b	0,049	1,64	16010	0,62 ^e	0,030	1,35
16024	0,97 ^a	0,139	4,03	16024	0,86 ^b	0,039	1,48	16024	0,44	0,014	1,15
16042	0,94 ^a	0,174	5,71	16042	0,65 ^e	0,021	1,24	16042	0,00	-	-

Se utiliza la clave de las muestras indicada en el apartado Materiales y Métodos

Probabilidades de la significación estadística: a: ($p \leq 0,001$); b: ($p \leq 0,01$); c: ($p \leq 0,02$); d: ($p \leq 0,05$); e: ($p \leq 0,1$).

Los valores del coeficiente de mineralización, *Q*₁₀, varían entre 2,61 (muestra 12010) y 1,24 (muestra 16042), en consonancia con los valores de **b**. En el caso particular de las incubaciones de 160% c.c. a los 3 días tiene un valor de 1,81 y a los 42 días de 1,24, por lo que los niveles de mineralización no son altos en el suelo con este grado de humedad (Tabla 5.107). Estos valores pueden indicar que cuando la humedad del suelo Cultivo-patata es superior al de capacidad de campo la sensibilidad de los procesos de nitración a los cambios de temperatura aumenta, siendo mayor en los primeros días de incubación para ambos niveles de humedad experimentales y, al igual que en los procesos de amonificación, es superior cuando la humectación es del 120% c.c., pero disminuye con

el tiempo de incubación para ambos niveles de humedad, en lugar de aumentar cuando el nivel de humectación del suelo es del 160% c.c. como sucedía en la amonificación.

Por tanto, se podría decir que los datos experimentales obtenidos para las formas nitrato en el suelo de Cultivo-patata con niveles de humectación superiores a capacidad de campo, tienen mayor explicación, mediante el modelo de Van't Hoff, cuanto mayor es el nivel de humectación del suelo.

Nmin-Ntinorg

El 42% del total de los ajustes a la ecuación de Van't Hoff de los valores de Nmin-Ntinorg obtenidos en los ensayos realizados a humedades iguales o superiores a la capacidad de campo, tienen coeficientes de correlación r con significación estadística ($p \leq 0,1$) y para estos casos los valores de r varían entre 0,62 (muestra 16010) y 0,93 (muestra 10042) (Tabla 5.107). Teniendo en cuenta el grado de humedad, el tanto por ciento de ensayos que tienen coeficientes r con significación es: el 50% de los realizados a 100% c.c., el 25% de los realizados a 120% c.c. y el 50% de los realizados a 160% c.c. También se puede observar que para los ensayos realizados a 100% c.c. los ajustes significativos se obtienen a partir del día 24 de incubación, es decir, para tiempos largos de incubación, mientras que en los realizados a 120% c.c. y 160% c.c. se obtienen para tiempos cortos de incubación (máximo 10 días) (Tabla 5.107).

El parámetro b , para los ensayos cuyo r es significativo, varía entre los valores 0,030 (muestra 16010) y 0,112 (muestra 10024). Por tanto, el valor de b es mayor en condiciones de capacidad de campo y tiempo largo de incubación, lo que implica que el efecto térmico es mayor sobre la presencia de formas de nitrógeno inorgánico en el suelo Cultivo-patata.

La variación de b con el tiempo de incubación se puede observar en los ensayos realizados a 100% y 160% c.c.; en los primeros el valor de b prácticamente no varía al prolongarse el tiempo de incubación de 24 a 42 días y en los segundos disminuye en razón de 2 veces al aumentar de 3 a 10 días el tiempo de incubación. Por tanto, inicialmente, el tiempo disminuye el efecto de la temperatura sobre la acumulación de formas de nitrógeno inorgánico en el suelo, cuando el grado de humedad es del 160% c.c.

El coeficiente de mineralización, Q_{10} , disminuye al aumentar la humedad del suelo y el tiempo de incubación. Así, cuando la humedad es del 160% c.c. a los 3 días tiene el valor de 1,90 y a los 10 días de 1,35 y cuando la humedad es del 120% c.c. a los 10 días tiene el valor de 2,70, mientras que cuando la humedad es del 160% c.c., también a los 10 días, tiene un valor de 1,35. Por lo que, se podría decir que la cantidad neta de compuestos inorgánicos de nitrógeno en el suelo encharcado de cultivo disminuye y tiene lugar más prontamente, cuanto más encharcado esté y mayor sea la temperatura de incubación. Estos resultados vendrían a indicar que la sensibilidad de los procesos relacionados con la

formación de compuestos de nitrógeno inorgánico a los cambios de temperatura disminuye al aumentar el nivel de encharcamiento del suelo Cultivo-patata y el tiempo de incubación.

No obstante, en general, tampoco se pueden explicar la mayoría de los datos experimentales, relacionados con la dinámica de las formas de nitrógeno inorgánico del suelo Cultivo-patata, en función de la temperatura de incubación, mediante una relación de tipo Van't Hoff.

5.14.2.4. Comparación entre los tres suelos

A pesar de que, en general, la aplicación de la ecuación de Van't Hoff para estudiar la influencia de la temperatura en la dinámica de las distintas formas inorgánicas, de los compuestos de nitrógeno, no da una buena explicación de los datos experimentales obtenidos en los distintos ensayos realizados con los tres suelos estudiados, cuando su nivel de humectación es igual o superior al de capacidad de campo, se procede a comparar entre sí los resultados obtenidos para cada uno de los suelos, utilizando, para ello, aquellos datos que permitan este estudio comparativo.

De este modo se puede decir que la sensibilidad a los cambios de temperatura de los procesos de amonificación, cuando los suelos tienen un nivel de humectación del 160% c.c. a los 10 días de incubación, es mayor en el suelo Robledal y menor en el suelo Cultivo-patata, ya que los valores de Q_{10} son 5,36, 4,86 y 2,66 para Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente. Por otra parte, en las tablas 5.105, 5.106 y 5.107 se puede observar que para este mismo nivel de humedad (160% c.c.), en los suelos Robledal y Prado, la sensibilidad a los cambios térmicos de la formación de las formas amoniacales disminuye con el tiempo mientras que en el suelo Cultivo-patata aumenta. En cuanto a los procesos de nitración no se puede realizar la comparación, salvo comentar que la sensibilidad inicial de la nitración a los cambios de la temperatura en los suelos Prado y Cultivo-patata encharcados (160% c.c.) es similar (1,94 y 1,81 para Prado y Cultivo-patata, respectivamente). En cuanto a los procesos relacionados con los valores de N_{min} - N_{tinorg} sólo se pueden comparar los suelos Robledal y Cultivo-patata, de lo que resulta que a 160% c.c. la sensibilidad disminuye durante los 10 primeros días de incubación en ambos suelos siendo superior en Robledal que en Cultivo-patata (Q_{10} a los 10 días toma los valores 1,56 y 1,32 para Robledal y Cultivo-patata, respectivamente). Por tanto, teniendo en cuenta estos resultados se podría decir que en el suelo Robledal los procesos relacionados con la dinámica de los compuestos de nitrógeno inorgánicos inicialmente son más sensibles a los cambios de temperatura, pero dicha sensibilidad disminuye con el tiempo de incubación.

6. DISCUSIÓN

6. DISCUSIÓN

6.1 Comportamiento de los suelos en condiciones aerobias

6.1.1. Emisión de CO₂

6.1.1.1. Aspectos generales sobre el comportamiento de los suelos

Los procesos bioquímicos que se producen en los suelos no saturados, es decir, en los suelos aeróbicos están relacionados con el oxígeno como aceptor de electrones. En los suelos bajo estas condiciones la demanda de oxígeno se satisface por la difusión del gas, en general rápida, desde la superficie a través de los poros del suelo.

Por otra parte, los nichos ecológicos de los microorganismos edáficos son fundamentalmente los microporos y, en menor medida, las arcillas del suelo. En condiciones aeróbicas, los microporos están rellenos de agua y los macroporos de aire, realizándose en ellos la transferencia de gases. Por ello si la distribución de los poros es uniforme a través del suelo, las distancias de difusión del oxígeno necesario para los microorganismos serán cortas, lo cual es importante, ya que su difusión es 10.000 más rápida en la fase gaseosa que en la líquida, es decir, en los macroporos la velocidad de difusión del oxígeno es 10.000 veces mayor que en los microporos. Si la distribución no es uniforme la distancia a recorrer es larga los microorganismos tendrán carencias de O₂, de ahí que la estructura del suelo sea uno de los factores a tener en cuenta a la hora de estudiar las emisiones de CO₂ (Alef, 1995) y la eficacia descomponedora de la biomasa del suelo (Kennedy y Papendick, 1995). Por tanto, una buena distribución de los microporos y macroporos en un suelo, será, entre otros, uno de los factores influyentes en la cantidad de materia orgánica que se pueda mineralizar en el medio edáfico.

En este estudio se determinó, entre otras propiedades, la respiración basal en función de la temperatura y humedad después de 43 días de incubación, de tres suelos sometidos a usos diferentes (forestal, prado, cultivo), para los que se obtuvieron valores muy diferenciados, de lo que se puede inferir que han mineralizado distintas cantidades de compuestos orgánicos. No obstante esas diferencias, para los tres suelos las cantidades absolutas de CO₂ emitido aumentaban con el tiempo, la humedad y la temperatura de incubación, coincidiendo con los resultados de Vanhala y Ahtiainen (1994).

En el análisis realizado se observó que la mayor emisión absoluta de CO₂ fue de 1.699 mg de CO₂ 100g⁻¹ de suelo. Dicha cantidad fue liberada por la muestra del suelo Prado humectada al 100% c.c. e incubada durante 43 días a 35 °C. Esta cifra supone que el suelo Prado emitió, bajo las mismas condiciones de incubación, 367 y 1.025 mg de CO₂ 100g⁻¹ más, que la muestra del suelo Robledal (su emisión máxima fue de 1.332 mg de CO₂ 100 g⁻¹) y que la del suelo Cultivo-patata (su emisión máxima fue de 676 mg de CO₂ 100 g⁻¹). Además, e independientemente del grado de humedad, las muestras del suelo

Prado incubadas a 35 °C emitieron más cantidad de CO₂ que cualquiera de las de los otros dos suelos.

Siguiendo con la comparación entre los tres suelos, se llegó a comprobar que la máxima emisión absoluta del suelo Cultivo-patata, (676 mg de CO₂ 100g⁻¹ a la humedad del 100% c.c., 35 °C y 43 días) fue equivalente a la emisión del suelo Robledal a 100% c.c., 25 °C y 43 días y a la de Prado a 100% c.c., 20 °C y 43 días. Si se realiza el mismo tipo de análisis en relación a las mínimas cantidades de CO₂ emitido, se comprueba que las muestras del suelo Cultivo-patata al 60% c.c. incubadas a 10 °C, por consiguiente las que tenían un menor grado de humedad y estaban a la temperatura más baja, esto es, las menos húmedas y más frías, fueron las que menos respiraron (37 mg de CO₂ 100g⁻¹), mientras que las cantidades mínimas para los suelos Robledal y Prado fueron muy similares entre sí (95 y 96 mg de CO₂ 100 g⁻¹, respectivamente) siendo, por tanto, prácticamente el triple de lo emitido por el suelo Cultivo-patata, a pesar de que se trata, también, de las muestras menos húmedas y más frías de estos suelos. Asimismo, en el apartado de resultados se comentó que todas las muestras del suelo Cultivo-patata incubadas a 10 °C, e independientemente de su grado de humedad, emitieron menos cantidad de CO₂ que las cantidades mínimas reseñadas para los suelos Robledal y Prado.

Es evidente, por tanto, que los tres suelos tienen diferente capacidad de emisión de CO₂ y, además, que esta emisión responde de forma diferente a las modificaciones de humedad y temperatura. Hay que considerar, por consiguiente, como un primer punto en la Discusión la razón de estos comportamientos y velocidades de emisión tan dispares.

Lógicamente, las diferencias de emisión deben estar relacionadas con la cantidad de materia orgánica, así como con la calidad de la misma y con la actividad biológica de cada suelo. El número y la actividad de los microorganismos del suelo está en función de la cantidad de sustrato mineralizable, de la disponibilidad de nutrientes y de diferentes propiedades físicas y químicas de los suelos (Leirós et al., 2000). En los párrafos siguientes se analizarán estas características para los tres suelos con la finalidad de intentar conocer el por qué de esas diferentes emisiones.

En primer lugar, y antes de ello, se comparará la emisión (tomando en consideración la que se produce bajo las que podríamos llamar condiciones *stándard* para caracterizar la respiración basal del suelo: 80% de la humedad en relación a la capacidad de campo y 25 °C, emisión expresada como cantidad horaria de C-CO₂ emitida) con datos de otros suelos para, de esa forma, poder juzgar si el comportamiento de los aquí estudiados puede considerarse normal o anómalo. En la tabla 6.1 se indican esos datos, tanto los obtenidos experimentalmente para los tres suelos objeto de estudio, como para otros suelos de Galicia y de otras partes del mundo. En ella se puede apreciar cómo los valores de emisión de los suelos aquí estudiados entran dentro del rango de valores obtenidos para los suelos de cada tipo de uso. En otras palabras, que podemos considerar que los tres suelos objeto de estudio tienen, independientemente de las diferencias que muestren entre ellos, un comportamiento normal. No tiene que extrañarnos esto, ya que

como se indicó en la parte de Resultados todas las propiedades de los mismos entran dentro de los rangos obtenidos para esas propiedades en suelos de Galicia bajo los correspondientes usos. Una ventaja de esta similitud es que el comportamiento obtenido para estos suelos podrá, por tanto, ser extrapolado a suelos bajo uso similar.

Un primer aspecto a estudiar es si el diferente contenido en materia orgánica de los suelos podría ser el responsable de esa diferente emisión. Si se expresan las cantidades máximas obtenidas en la emisión del suelo (se refieren a la emisión acumulada en 43 días, a 35 °C y al 100% de la humedad de la capacidad de campo) como porcentaje del carbono total de cada uno de los suelos se obtendría que en el suelo Robledal la emisión supuso el 4,12% del carbono total del suelo; en el suelo Prado el 5,61% y en el suelo Cultivo-patata el 3,53%. Aunque los valores son del mismo orden, es evidente que la materia orgánica del suelo Prado aparece como la más susceptible a los procesos de mineralización, mientras que la de Cultivo-patata es la menos susceptible de sufrir descomposición. No dejan de ser chocantes estos resultados, sobre todo si se tiene en cuenta que los suelos Robledal y Prado son los que presentan una materia orgánica más aromática (18 y 25% respectivamente), mientras que el suelo Cultivo-patata presenta una materia orgánica teóricamente menos resistente a la degradación (3% de aromaticidad), lo que está en total contradicción con lo indicado acerca de las emisiones observadas. Es evidente que hay que tener en cuenta otros factores para poder explicar las mismas.

Tabla 6.1.- Comparación de las emisiones de CO₂ de los suelos de este estudio con los obtenidos para otros suelos de Galicia y de fuera de Galicia.

Uso del suelo		rango de valores μg C-CO ₂ g ⁻¹ h ⁻¹	Referencias
Forestal	Otros suelos	0,2 – 5,2	1, 2, 3, 4,5,6, 7, 8,9, 10, 11, 12
	Suelo Robledal	3,1	
Prado (manejo elevado)	Otros suelos	1,9 – 6,0	13, 14
	Suelo Prado	2,8	
Cultivo	Otros suelos	0,23 – 1,37	15
	Suelo Cultivo-patata	0,6	

1. Leirós et al. (2000); 2. Gil-Sotres (1997); 3. Fernández-Ferro y Díaz-Fierros (1977); 4. Calvo de Anta (1979); 5. Díaz-Raviña et al. (1993); 6. Frankenberger y Dick (1983); 7. Vance et al. (1987); 8. Ross y Tate (1993); 9. Wardle (1993); 10. Fliessbach et al. (1994); 11. Scheu y Parkinson (1995); 12. Yakovchenko et al. (1996); 13. Paz Ferreiro (2006); 14. Díaz Molina (2003); 15. Trasar-Cepeda (2008).

Un segundo punto a considerar es la influencia que tiene la calidad de la materia orgánica en esas emisiones, ya que, como se refleja en el párrafo anterior, está claro que no toda la materia orgánica del suelo es susceptible de ser mineralizada a la misma velocidad. En otras palabras, intentar conocer cuál es la fuente de materia orgánica que genera esas emisiones, lo que sería factible si se tiene en cuenta que existe una relación directa entre la cantidad de CO₂ emitido y los compuestos orgánicos descompuestos (Anderson, 1982). Para ello, se compararon los valores de emisión con las cifras de carbono extraído mediante diferentes protocolos y con diversos reactivos: agua (en frío y en caliente) y

permanganato potásico 33 mM, extracciones que se usan normalmente para caracterizar la fracción más lábil de la materia orgánica del suelo.

Es sabido que en incubaciones de periodos cortos, la materia orgánica que se mineraliza más rápidamente es la más lábil, tal como la representada, por ejemplo, por los carbohidratos solubles, los compuestos fenólicos, las proteínas hidrosolubles, los péptidos y los aminoazúcares, por lo que cuanto más abundantes sean estos compuestos mayor será la posibilidad de mineralización y, por consiguiente, de emisión de CO₂. De todos los compuestos citados antes, los carbohidratos solubles son los compuestos orgánicos de uso más fácil para los microorganismos edáficos, por lo que son movilizados rápidamente. De ahí que se consideren buenos indicadores de los cambios producidos a corto plazo sobre la materia orgánica del suelo por la biomasa microbiana (Hu et al., 1995).

En la extracción con agua fría se extrajeron en forma de carbohidratos 0,32; 0,15 y 0,26 mg C g⁻¹ suelo, (que representan el 0,36; el 0,18 y el 0,50% del carbono contenido en cada suelo, esto es, Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente). Estas cantidades generarían, en el caso de ser consumidas en su totalidad, una emisión de 117, 55 y 95 mg de CO₂ 100 g⁻¹ de suelo, en Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente. Este sustrato se agotaría antes de los 3 días en el suelo Robledal a la temperatura más alta de incubación (35 °C), antes de las 24 horas en el suelo Prado y antes de los 7 días en el suelo Cultivo-patata, independientemente del grado de humedad que tuvieran los suelos.

Con agua a 80 °C se extrajeron 2,18; 1,06 y 1,20 mg C g⁻¹ de suelo también como carbohidratos, cantidades que representan el 2,5, el 1,3 y 2,3% del carbono total de los suelos Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente, que podrían producir una emisión de 799, 389 y 440 mg de CO₂ 100 g⁻¹ en cada suelo. Si estos valores se comparan con los datos de emisiones máximas, indicados anteriormente (1.332, 1.699 y 676 mg de CO₂ 100 g⁻¹, para Robledal, Prado y Cultivo-patata, respectivamente), se puede apreciar que la emisión que podrían aportar los carbohidratos solubles en cada suelo es inferior a la emisión máxima de cada uno de ellos. El agotamiento de esta fracción de carbohidratos se produce en días distintos en función de la temperatura y del grado de humedad. Así, en los suelos Robledal y Cultivo-patata se produce a temperaturas superiores a 25 °C (a la temperatura de 30 °C el agotamiento se producirá sólo cuando la humedad del suelo sea superior al 60/65% c.c., y a 35 °C el agotamiento se produce ya a niveles inferiores de humedad, 39/60% c.c.), mientras que en el caso del suelo Prado tal agotamiento tendrá lugar a temperaturas superiores a 10 °C, aunque en el caso de la temperatura de 15 °C dicho agotamiento se podría producir cuando el porcentaje de humedad del suelo fuese como mínimo del 80% c.c., mientras que a 20 °C el agotamiento tendría lugar ya en las muestras humedecidas al 65% c.c. y a 30 y 35 °C en las muestras con sólo el 40% de la humedad de la capacidad de campo.

En consecuencia, a lo largo de las incubaciones se tuvieron que movilizar otros depósitos de carbono lábil que dieran lugar a una emisión de 533, 1.310 y 236 mg de CO₂ 100g⁻¹ de suelo (lo que supondría un consumo del 1,6; 4,3 y 1,2% del carbono total de cada

uno de los suelos). Tales compuestos podrían ser fenólicos, que son también de degradación fácil para la biota edáfica, dependiendo su dinamismo del grado de estabilidad de la materia orgánica del suelo, esto es, de si es fácilmente oxidable o no (Pérez, 1998), o bien proteínas hidrosolubles, que al ser muy lábiles son mineralizadas prontamente; estas proteínas, junto con los péptidos y los aminoazúcares, son fuente de carbono y nitrógeno para la biomasa del suelo (Lerch et al., 1992). Toda esa serie de compuestos forman parte de lo que se considera la materia orgánica oxidable con permanganato potásico 33 mM (Tirol-Padre y Ladha, 2004).

Tal como se indica en el apartado de Resultados, el 8,7, el 7,3 y el 14,8% del carbono total de los suelos Robledal, Prado y Cultivo-patata, son extraídos al cabo de una hora por este reactivo. Como se puede apreciar estas cantidades extraídas de carbono lábil sobrepasan los porcentajes de emisión calculados anteriormente para cada uno de los suelos, (4,1; 5,6 y 3,5% del carbono total de cada suelo), por lo que esta fracción de compuestos orgánicos extraídos podría justificar, de manera sobrada, dichos porcentajes de emisión. Sin embargo, este método analítico no permite identificar los distintos compuestos presentes en el extracto y, por tanto, no proporciona información del tipo de compuestos orgánicos que podrían ser catabolizados por los microorganismos de cada suelo.

Por tanto, la metodología utilizada para identificar la materia orgánica de los suelos sólo indica que el depósito de carbohidratos solubles de cada suelo es insuficiente para la demanda energética de las respectivas biomasas edáficas y que la fracción extraída con permanganato excedería dicha demanda.

Un tercer punto a considerar, aparte de la cantidad de materia orgánica y la calidad de ésta (evaluada por la extracción del *pool* de materia orgánica lábil) es el nivel de actividad bioquímica de los suelos, que podría ser distinta y explicar las diferencias de comportamiento observadas.

Es bien conocido que los procesos de degradación de la materia orgánica por los organismos vivos son reacciones bioquímicas y que todas ellas están catalizadas por enzimas. Por tanto, una mayor o menor actividad biológica determina una mayor o menor actividad enzimática cuya eficacia es dependiente, entre otros factores, de la temperatura y de la humedad del medio. De ahí que se considere que el estudio de las actividades enzimáticas implicadas en la evolución de la materia orgánica y en los ciclos de los nutrientes, pueden ayudar a identificar las actividades biológicas edáficas y en consecuencia explicar las emisiones de CO₂ de cada suelo (Visser y Parkinson, 1992).

La principal fuente de las enzimas del suelo son los microorganismos, pero los enzimas edáficos también pueden proceder de plantas o tejidos vegetales (Kuprevich, 1949), así como de los animales edáficos (Kiss, 1957). Por otra parte, es sabido que las enzimas pueden ser endocelulares o exocelulares y que en el medio edáfico, pueden ser degradadas por las proteasas edáficas o inactivados por agentes inhibidores. No obstante,

cuando se inmovilizan en coloides minerales (Ktoll y Kramer, 1955; Haig, 1955; Durand, 1965), u orgánicos (Burn, 1978; Masciandano y Ceccanti, 1999), son más resistentes a la degradación y a los cambios medioambientales, por consiguiente permanecen activas más tiempo, lo que explica que se hayan encontrado enzimas activos en terrenos de hasta 9.000 años de edad (Skujins y McLaren, 1969). En consecuencia, los valores de las actividades enzimáticas en el suelo, no son sólo indicativos de la densidad de la biota edáfica, es decir, del tamaño de las poblaciones de los microorganismos, sino que evidencian la presencia de tales enzimas en el suelo, aunque no su localización, pudiendo realizar su catálisis, si están estabilizadas, siempre y cuando sean activas, no sean degradadas, ni inhibidas y dispongan de los sustratos específicos.

Como se comentó anteriormente, en los procesos degradativos y en la evolución de la materia orgánica son fundamentales las catálisis enzimáticas, en particular las actividades de las oxi-reductasas (como deshidrogenasa y catalasa) y de las hidrolasas (celulasa, β -glucosidasa, invertasa, proteasas y ureasa, entre otras).

Los niveles de catalasa y deshidrogenasa, que suelen estar muy correlacionadas entre sí (Engels et al., 1993), reflejan la actividad microbiana (Nannipieri et al., 1990 y Bolton et al., 1993). Además la actividad deshidrogenasa, enzima endocelular, da información de la actividad microbiana, o estado metabólico de la microflora edáfica, que está asociada a la degradación inicial de la materia orgánica (Bolton et al, 1985), mientras que la catalasa da idea de la actividad de microorganismos aerobios (Trasar-Cepeda et al., 1999).

La celulasa, enzima del grupo de las hidrolasas que están relacionadas con el ciclo del carbono, cataliza la hidrólisis de la celulosa en el medio extracelular, siendo una enzima que se estabiliza bien en la matriz del suelo.

Una descomposición activa de la materia orgánica de polimerización baja, podría estar indicada por la actividad β -glucosidasa que, según Knight y Dick (2004), suele estar estabilizada en la fracción de arcilla. Su falta de actividad puede ser la etapa limitante de la degradación de la celulosa (Alef y Nannipieri, 1995b).

La actividad invertasa es importante en la hidrólisis de los carbohidratos. Esta enzima puede actuar de forma intracelular o extracelular y no parece estar influenciada por el número de microorganismos presentes en el suelo, ni por la velocidad de consumo del oxígeno, ni por el acúmulo de CO₂ (Ross, 1976).

Los niveles elevados de ureasa, enzima extracelular del grupo de las hidrolasas relacionada con el ciclo del nitrógeno, de origen fundamentalmente microbiano (Klose y Tabatabai, 2000) y con gran tendencia a permanecer protegida por la fracción húmica (Dick y Tabatabai, 1993), se relacionan con una actividad biológica intensa ligada a los procesos de degradación de los compuestos de nitrógeno de bajo peso molecular, como la urea. Estos compuestos de nitrógeno, muy abundantes en los prados de elevada intensidad

de manejo debido al abundante abonado con purines, aumentan la palatabilidad de la materia orgánica y se degradan fácilmente al aumentar la temperatura (Melillo, 1993); de esta forma se facilita la asimilabilidad del nitrógeno, la cual resulta ser más importante que la del carbono orgánico (Kaiser et al., 1992) ya que es el nutriente más solicitado (Jenkinson, 1992) y su disponibilidad actúa como limitante de la absorción del carbono (Reich et al., 2006), en otras palabras, la disponibilidad de nitrógeno limita la actividad microbiana del suelo y, por consiguiente, la descomposición de la materia orgánica (Jenkinson, 1992).

La actividad proteasa está asociada con la degradación de proteínas y péptidos (Nannipieri et al., 1990). Hay una gran variedad de proteasas, y en este estudio se determinaron las actividades de la proteasa-caseína (sustrato, la proteína caseína) y de la proteasa-BAA (sustrato, el dipéptido N- α -benzoyl-L-argininamida).

La actividad arilsulfatasa se asocia con la hidrólisis de éster sulfato siendo Tabatabai y Bremmer (1970) los que la detectaron por primera vez en el suelo y según Whalen y Warman, (1996) y Cooper (1972), tiene los valores de actividad más elevados cuando la humedad edáfica es más alta.

Como se puede observar la mayoría de las enzimas determinadas son enzimas hidrolíticas (hidrolasas), que están relacionadas de forma directa con la degradación de compuestos integrados en los ciclos del carbono, nitrógeno y azufre, pero no con la emisión de CO₂. No obstante, Paz Ferreiro, (2006), en un estudio sobre suelos de prado gallegos, indica que existe interconexión entre las enzimas de los ciclos del carbono, nitrógeno, azufre y la respiración del suelo. De igual modo, Trasar-Cepeda (2000), en un trabajo realizado sobre suelos *climax*, hace constar que existe interconexión entre las enzimas de los ciclos del carbono, nitrógeno y azufre.

Por otra parte, se considera que en los suelos *climax*, las actividades enzimáticas responden al equilibrio con las condiciones medioambientales (Doran et al., 1994), por lo que estos suelos son un referente para el estudio de la evolución natural de la materia orgánica de los suelos en equilibrio o de máxima calidad. En este sentido, el suelo Robledal podría ser utilizado para tal fin.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, cabría esperar que en un suelo en el que todas las actividades enzimáticas implicadas en los ciclos biogeoquímicos estuviesen proporcionadas y tuviesen valores elevados, la actividad biológica fuese intensa lo que se correspondería con una emisión de CO₂ alta. Bajo esta óptica se procede a comparar entre sí los valores de las actividades enzimáticas de cada suelo, teniendo como referencias estudios anteriores realizados sobre suelos gallegos bajo el mismo uso que los seleccionados en este estudio.

Al analizar las actividades enzimáticas de los tres suelos, ya comentadas en el apartado Resultados, se concluye que los valores determinados para cada uno de ellos,

están comprendidos dentro del rango de valores obtenido para los suelos gallegos bajo sus usos respectivos, robledales, prados de elevada intensidad de manejo y cultivos, obtenidos en diversos estudios (Trasar-Cepeda et al., 2000; Paz-Ferreiro, 2007; Trasar-Cepeda et al., 2008b). Del análisis de los datos se observa que los valores absolutos de todas las actividades enzimáticas del suelo Prado, excepto la de la proteasa-BAA, son superiores a las de los otros dos suelos, y las del suelo Robledal superiores a las del suelo Cultivo-patata. No obstante, en el suelo Robledal existen similitudes con los valores absolutos de algunas actividades del suelo Prado; así por ejemplo, los de la catalasa y la celulasa. Aunque estos resultados podrían llevarnos a considerar que el suelo Prado presenta un mayor nivel de actividad bioquímica que los otros dos suelos, hay que tener en cuenta que los resultados de esta comparación en valores absolutos pueden ser engañosos debido al diferente contenido en carbono de los suelos, por lo que es preferible realizar las comparaciones considerando los valores de actividad específica, esto es, los valores de actividad por unidad de carbono.

Al comparar los valores así obtenidos (Tabla 6.2) se observa que se mantienen las tendencias indicadas antes, esto es, la mayoría de las actividades enzimáticas por unidad de carbono del suelo son superiores en el suelo Prado que en los otros dos suelos, sobre todo los valores correspondientes a las enzimas ureasa, arilsulfatasa y deshidrogenasa. Son excepciones, a lo anteriormente dicho, la actividad proteasa-BAA (inferior en Prado en relación a los otros dos suelos) y la proteasa-caseína (de valor igual a la del suelo Cultivo-patata). Por otra parte, el suelo Cultivo-patata es el que presenta los valores de las actividades específicas más bajos, siendo en muchos casos muy inferiores a los del suelo Robledal.

Hay que destacar el valor de la actividad deshidrogenasa del suelo Prado, casi tres veces superior al de los otros dos suelos. Este valor sugiere que en este suelo hay una elevada población microbiana activa (Bolton et al., 1985), muy superior a la presente en los otros dos suelos, y que habría que considerarla como el principal responsable de la mayor respiración observada en ese suelo.

Tabla 6.2.-Valores de las actividades enzimáticas por unidad de carbono de los tres suelos.

<i>Actividad enzimática</i>	Suelo Robledal	Suelo Prado	Suelo Cultivo-patata
Celulasa ^a	4	5	2
β -glucosidasa ^b	24	32	23
Invertasa ^a	83	100	81
Prot-caseína ^c	14	21	21
Prot-BAA ^d	178	76	115
Ureasa ^d	203	469	103
Arilsulfatasa ^b	8	13	2
Deshidrogenasa ^e	6	17	7
Catalasa ^f	27	31	16

a. $\mu\text{moles de glucosa g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$; b. $\mu\text{moles de p-nitrofenol g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$; c. $\mu\text{moles de tirosina g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$; d. $\mu\text{moles de NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$; e. $\mu\text{moles de INTF g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$; f. $\mu\text{moles de H}_2\text{O}_2 \text{ consumida g}^{-1} \text{ C h}^{-1}$.

Un aspecto a considerar sería conocer si esa población microbiana se encuentra en un estado de estrés fisiológico, tal y como se ha indicado que suelen encontrarse las poblaciones microbianas en prados de elevada intensidad de manejo (Paz-Ferreiro, 2007). Una forma de estimar ese estrés podría ser a través de los cocientes entre las distintas actividades enzimáticas y la actividad deshidrogenasa, cocientes que, similarmente al coeficiente metabólico qCO_2 (Anderson y Domsch, 1985), reflejarían la cantidad de enzima por unidad de biomasa activa. Se suele indicar que una población microbiana estresada aparece caracterizada por una producción elevada de enzimas, de tal manera que la cantidad de enzimas por individuo activo es superior a la de los suelos en estado de equilibrio (Trasar-Cepeda et al., 2000). En la tabla 6.3 se ofrecen los valores de actividad enzimática para los tres suelos expresados en relación al valor de actividad deshidrogenasa. Se puede apreciar que, en casi todos los casos, los valores más elevados de actividad los ofrece el suelo Robledal y que, en general, el suelo Prado es el que presenta los valores más bajos. El hecho de que sean los suelos afectados por el uso los que presenten menores valores de actividad podría estar reflejando una economía de funcionamiento del suelo, ya que en estos suelos el nivel de nutrientes, aportados por las labores del cultivo, es muy alto eliminando la necesidad de síntesis de enzimas al estar ya presentes los productos de la reacción enzimática.

Tabla 6.3.- Valores las actividades enzimáticas por unidad de actividad deshidrogenasa.

<i>Actividad enzimática</i>	Suelo Robledal	Suelo Prado	Suelo Cultivo-patata
Celulasa ^a	0,67	0,29	0,28
β -glucosidasa ^b	4,00	1,88	3,28
Invertasa ^a	13,83	5,88	1,15
Prot-caseína ^c	2,34	1,23	3
Prot-BAAd ^d	29,67	4,47	16,43
Ureasa ^d	34	27,52	14,71
Arilsulfatasa ^b	1,33	0,76	0,28
Catalasa ^e	9	1,82	2,28

a. μ moles de glucosa x μ moles de INTF⁻¹; b. μ moles de p-nitrofenol x μ moles de INTF⁻¹; c. μ moles de tirosina x μ moles de INTF⁻¹; d. μ moles de NH₃ x μ moles de INTF⁻¹; e. μ moles de H₂O₂ consumida x μ moles de INTF⁻¹.

En definitiva, habría que admitir que el mayor valor de respiración observado en el suelo Prado sería consecuencia de la existencia de una mayor población microbiana activa. Posiblemente, el alto nivel de nutrientes de este suelo actuaría estimulando la actividad metabólica de los microorganismos edáficos, sin necesidad de una síntesis simultánea de actividades enzimáticas hidrolíticas. Además, también queda claro que la medida de carbohidratos extraídos con agua (ya en frío o en caliente) no permite caracterizar la materia orgánica lábil, ya que cualquiera de los suelos consume durante la incubación mayor cantidad que la correspondiente a este *pool* y que la materia orgánica oxidable con permanganato potásico 33 mM supone un *pool* de materia orgánica suficiente para satisfacer las necesidades de los microorganismos al menos durante incubaciones de 43 días incluso a las mayores temperaturas (dentro del rango fisiológico usual).

6.1.1.2. Influencia de la temperatura en la emisión de CO₂

En el apartado anterior de esta discusión se puso de manifiesto que el tipo de compuestos de carbono presentes en el suelo juega un papel importante en los niveles de emisión de CO₂ ya que, como dijo Robert (1966), la materia orgánica del suelo es un factor determinante de la actividad biológica del suelo, por lo que se puede decir que la sensibilidad del carbono del suelo a la temperatura influye en la cantidad de CO₂ que puede emitir dicho suelo. Es por ello que uno de los retos actuales es el estudio de la respuesta de la materia orgánica del suelo sometido a distintas condiciones térmicas, es decir, su sensibilidad a la temperatura.

Gran cantidad de estudios experimentales demuestran que la temperatura incrementa la descomposición del carbono orgánico del suelo, lo que daría lugar al incremento de las emisiones de CO₂ de los suelos, proveniente de la respiración microbiana (Gresi, 1992). En este trabajo se ha puesto de manifiesto que los tres suelos seleccionados, mostraron igual comportamiento, es decir, aumentaron sus emisiones de CO₂ al aumentar la temperatura de incubación, siendo notorio a las temperaturas más altas estudiadas, 30 y 35 °C. Este comportamiento resulta lógico si se tiene en cuenta que para la mayoría de los microorganismos la temperatura óptima de crecimiento está en el rango térmico de 25-35 °C. Pero, los niveles de emisión de cada suelo fueron distintos, lo que llevó a pensar que la sensibilidad de la materia orgánica de cada suelo a la temperatura debía de ser distinta.

Para estudiar dicha sensibilidad se procedió a ajustar los resultados a las ecuaciones de Van't Hoff y de Lloyd y Taylor, obteniéndose para ambas buenos ajustes en los tres suelos, como se comentó en el apartado de Resultados. La primera ecuación permitió calcular el coeficiente denominado Q_{10} ; el cual indica cuantas veces se incrementa la velocidad de descomposición por cada 10 °C de aumento de la temperatura, que según Van't Hoff tal incremento de Q_{10} es igual a 2. La segunda ecuación permitió calcular el parámetro termodinámico E_o , relacionado con la energía de activación (E_a) de las reacciones de descomposición de la materia orgánica. Dado que estos cálculos se hicieron considerando los valores netos de emisión, sin tener en cuenta el contenido en carbono total del suelo, se han realizado otras aproximaciones para comprobar si éstas permiten estimar el contenido de carbono mineralizable de los suelos estudiados.

6.1.1.2.1. Información que aporta la variación de Q_{10}

En la figura 6.1 se muestran, para los tres suelos y a los diferentes niveles de humedad, la variación de Q_{10} con la humedad durante la incubación. Se puede observar que en los tres suelos las curvas indican una gran variación de los valores de Q_{10} en los primeros días de incubación, pero con el tiempo se estabiliza hacia un valor constante, siendo, en general, mayor el valor de Q_{10} cuanto menor es la humedad. No obstante, se pone de relieve que existen diferencias entre los tres suelos. Así, el suelo Robledal presenta el máximo valor de Q_{10} entre las 24 ó 48 horas y se estabiliza a partir del día 10, para

cualquier condición de humedad. Por otra parte, es el suelo que tiene los valores más elevados de Q_{10} ; por ejemplo, a 39% c.c. es 2,85 a partir del día 27 y a 100% c.c. es 2,00 a partir del día 11. En el suelo Prado los valores máximos de Q_{10} se dan en los 10 primeros días, con tendencia a que en torno al día 5 se sitúe el máximo y para cualquier porcentaje de humedad el valor de Q_{10} tiende a estabilizarse a partir del día 29, de modo que los valores son 2,85 y 1,88 a partir del día 36 a 40% c.c. y 100% c.c., respectivamente. En el suelo Cultivo-patata los valores máximos se producen sobre el día 22 y se estabiliza a partir del día 29, de modo que los valores a 60 y 100% c.c. a partir de ese día, son 1,65 y 1,90 respectivamente. De estos datos se puede inferir que:

- 1) En los suelos Robledal y Prado, la velocidad de descomposición de la materia orgánica es más sensible a la temperatura cuanto menor es el grado de humedad y el tiempo de incubación. Sin embargo, en el suelo Cultivo-patata la sensibilidad a la temperatura tiende a aumentar con el grado de humedad del suelo.
- 2) Las condiciones de sequía hacen que los suelos Robledal y Prado sean más sensibles a la temperatura, de tal modo que los valores de Q_{10} pueden llegar a ser superiores a 3,5, aunque el suelo Robledal amortigua antes el efecto térmico ya que estabiliza antes el valor de Q_{10} . El suelo menos sensible a la sequía es Cultivo-patata, ya que el valor máximo de su Q_{10} en condiciones de 60% c.c. es 2.
- 3) El suelo Prado acusa más el efecto del incremento de la humedad, ya que disminuye su sensibilidad a la temperatura con mayor intensidad y más prontamente que el suelo Robledal, puesto que su Q_{10} es menor de 2 a partir de los 20 días a las humedades más altas.

Influencias similares de la humedad en la descomposición de la materia orgánica han sido citadas, entre otros, por Davidson et al., (2006) quienes consideran que la descomposición de la materia orgánica de un suelo podría describirse haciendo uso simultáneamente de los principios de la teoría cinética y de las restricciones ambientales (agregados y minerales del suelo, sequía, encharcamiento, congelación). Según estos autores habría que diferenciar entre la sensibilidad intrínseca, definida por las propiedades cinéticas de los compuestos de la materia orgánica del suelo y su variación con la temperatura ambiental, y la sensibilidad aparente que es la sensibilidad intrínseca influenciada por las restricciones ambientales. Esta sensibilidad aparente a la temperatura suele ser menor que la sensibilidad intrínseca a la temperatura. En el caso de los tres suelos investigados, y tal como se indica en Resultados, el análisis de RMN puso en evidencia que la materia orgánica de los tres era distinta (por ejemplo, la más aromática es la del suelo Prado y la menos la de Cultivo-patata), por lo que las velocidades de descomposición tendrían una sensibilidad intrínseca a la temperatura diferente, pero además poseen una matriz mineral distinta, de tal forma que la protección física y química de la materia orgánica tampoco sería la misma, lo que daría lugar a una sensibilidad aparente propia, que suele enmascarar a la sensibilidad intrínseca.

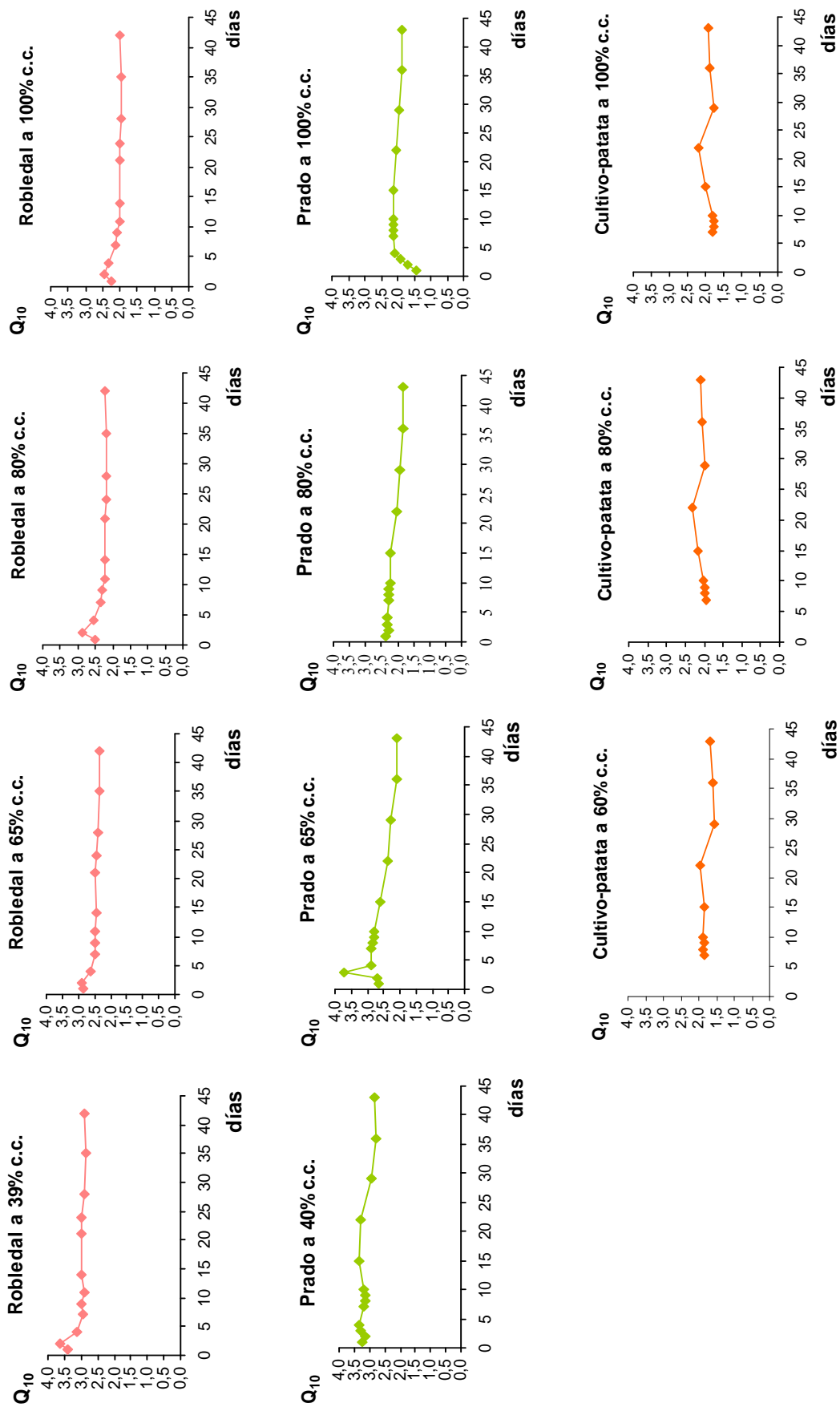


Figura 6.1.- Variación durante las incubaciones a las diferentes temperaturas de los valores de Q_{10} obtenidos para los tres suelos bajo las diferentes condiciones de humedad

6.1.1.2.2. Información que aporta la variación de E_o

Actualmente no se pone en duda que la complejidad de las estructuras moleculares de los compuestos orgánicos que reaccionan, determinan la velocidad de descomposición, ya que cuanto más compleja sea la molécula mayor será la energía de activación (E_a) y, en consecuencia, menor será la velocidad de descomposición. Por ello el estudio de E_o , considerado en este trabajo como un parámetro equivalente a la energía de activación (E_a), puede aportar datos de interés para la justificación de las emisiones de CO_2 de cada suelo.

Las reacciones de descomposición son reacciones catalizadas por enzimas, por lo que la velocidad de reacción dependerá de la energía de activación y de forma inherente de la temperatura ambiental, ya que la energía de activación está relacionada con la temperatura ambiental además de con la estructura molecular de los compuestos orgánicos reactantes.

En la figura 6.2 se muestra la variación del parámetro termodinámico E_o , parámetro adimensional relacionado con la energía de activación (E_a), para cada porcentaje de humedad y para cada suelo. La variación muestra de forma intuitiva la sensibilidad aparente de la descomposición a la temperatura, en cada caso. Al observar dicha figura se comprueba que las curvas son similares a las de Q_{10} (Figura 6.1); por tanto, E_o al final de la incubación, disminuye con la humedad en los suelos Robledal y Prado y aumenta en Cultivo-patata. Como comentarios particulares se puede indicar que el suelo Robledal es el que presenta los valores mayores de E_o , que para cualquier porcentaje de humedad son siempre superiores a 350, mientras que en el suelo Prado E_o a las humedades del 80 y 100% c.c es inferior a este valor. En el suelo Cultivo-patata el valor de E_o a 80% c.c. es 360, mientras que al 100% el valor es de 310. Por tanto, se aprecia en este suelo un efecto contrario de la humedad en relación al mostrado por los otros dos suelos; además, los valores de E_o en el suelo Cultivo-patata son superiores a los del suelo Prado a esas mismas humedades (280 y 300, respectivamente). No obstante, se observa también la tendencia hacia un valor constante en los tres suelos, siendo en el suelo Robledal donde aparece más prontamente y en el de Cultivo-patata más tardíamente.

A la vista de los resultados obtenidos se podría inferir que cuando el contenido en humedad es o está próximo a la saturación las reacciones de descomposición en el suelo Robledal tienen la mayor sensibilidad aparente a la temperatura y en Prado la menor. Para todos los porcentajes de humedad, la sensibilidad aparente del suelo Prado es inferior a la de Robledal y a la de Cultivo-patata, excepto cuando el contenido en humedad del suelo es del 65% c.c. Al igual que para Q_{10} , las condiciones de sequía determinan una mayor sensibilidad a la temperatura en los suelos Robledal y Prado, mientras que en el suelo Cultivo-patata es la humedad el parámetro que más intensamente afecta a los valores de sensibilidad. Queda claro pues, que el grado de humedad de cada suelo juega un papel importante en la velocidad de descomposición de la materia orgánica, similarmente a lo sugerido por Post et al. (1982) y Davidson et al. (2006), entre otros.

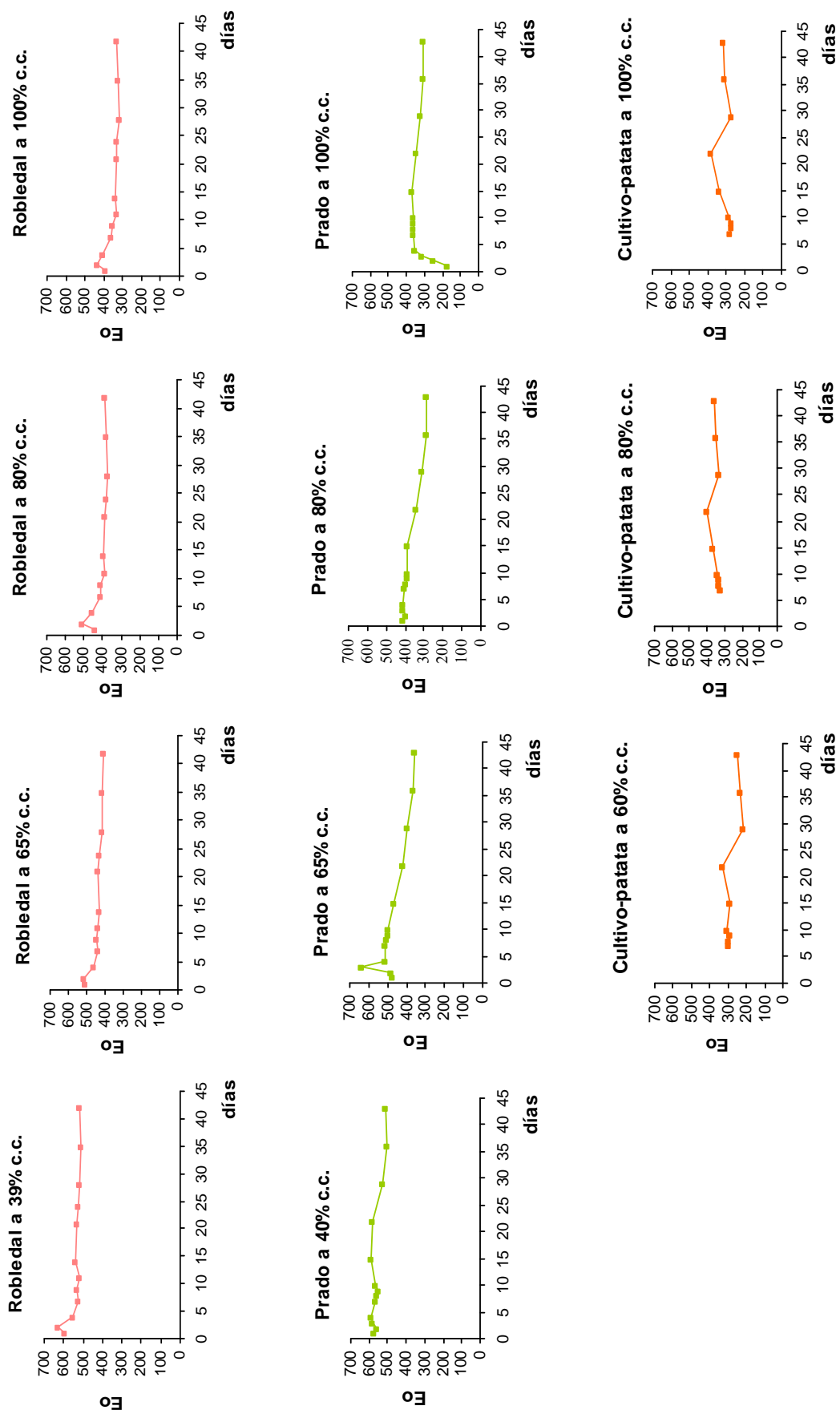


Figura 6.2.- Variación durante las incubaciones a las diferentes temperaturas de los valores de E_o obtenidos bajo diferentes condiciones de humedad para los tres suelos.

6.1.1.2.3. Modelos que tienen en cuenta el contenido en C del suelo

Dado que los suelos tienen diferentes contenidos en materia orgánica la comparación entre los valores absolutos de emisión y los parámetros deducidos de estos valores, esto es, los parámetros que se han deducido para las ecuaciones de Van't Hoff y Lloyd y Taylor, no es factible. Esto exige la utilización de funciones de respuesta a la temperatura que se expresen en relación a una base común. Hay diferentes opciones para las mismas y recientemente Rey y Jarvis (2006) han esquematizado las de uso más general y que, por lo tanto, permiten una rápida comparación entre resultados obtenidos por diferentes investigadores. Se puede hablar de tres métodos diferentes.

☞ El primero de ellos sería la obtención de parámetros de dependencia de la temperatura medidos en relación a cantidades idénticas de carbono orgánico. Se basa este método en el hecho de que el carbón lábil se respira más velozmente a temperaturas más altas que a temperaturas bajas, lo que exige realizar estimaciones de la dependencia a la temperatura usando las velocidades de mineralización cuando la misma cantidad de carbono total permanece en los suelos incubados en diferentes condiciones. Para obtener estas funciones es necesario calcular el número de días necesario para alcanzar una cantidad determinada de carbono emitido a cada temperatura y humedad del suelo. Esto se consigue considerando para toda la duración de la incubación la cantidad total de CO₂ emitido para cada suelo en las condiciones de menor mineralización (normalmente menor temperatura y humedad) y estimando la cantidad de días necesarios para conseguir la emisión de una cantidad equivalente cuando el suelo se encuentra en otras condiciones de incubación. La cantidad de CO₂ emitido, dividido por el tiempo necesario para alcanzar esa emisión nos proporciona una medida de la velocidad de mineralización bajo un parámetro constante. Por otra parte, la obtención de estas velocidades permitiría el poder calcular un factor de sensibilidad a la temperatura a través del ajuste de los valores obtenidos a una ecuación tipo Van't Hoff:

$$\ln v_T = \ln v_o + bT$$

siendo v_T velocidad a una temperatura, v_o la velocidad teórica a $t=0$ y T la temperatura.

Los valores de b se transforman en valores de Q_{10} simplemente usando la relación

$$Q_{10} = e^{10b}$$

☞ Una segunda opción es el uso de una ecuación cinética de un compartimento, denominado normalmente como modelo Stanford y Smith (1972). En este modelo los datos de emisión se expresan por unidad de carbono total del suelo y los valores acumulados de emisión se ajustan a la ecuación:

$$C_{cum}(t) = C_o (1 - e^{-k_o t})$$

en la que C_o es el carbono potencialmente mineralizable; k_o la constante de descomposición y t , el tiempo. Este modelo asume la existencia de un componente mineralizable rápido que se descompondría a velocidad constante.

☞ Una tercera posibilidad es la utilización de un modelo de dos compartimentos, denominado también como modelo Andrén y Paustian (1987). Este modelo considera que el carbono total del suelo pertenece a dos compartimentos: uno lábil y otro recalcitrante. El carbono mineralizado procedería de la mineralización de los dos compartimentos que transcurriría a velocidades muy diferentes, en función de esa labilidad diferente. La ecuación que se suele utilizar es la siguiente:

$$C_{cum}(t) = C_1(1 - e^{-k_1 t}) + C_2(1 - e^{-k_2 t})$$

en la que el carbono mineralizado se expresa por unidad de carbono del suelo; k_1 y k_2 serían las constantes de mineralización para los sustratos lábil, C_1 , y recalcitrante, C_2 . Para poder ajustar los datos a este modelo es necesario tener en cuenta: que $C_1 + C_2$ representan 1000 mg g⁻¹ de C del suelo, y que $k_1 > k_2$.

Primera aproximación: Velocidades de mineralización a igual cantidad total emitida

En los tres suelos estudiados, la menor emisión acumulada a lo largo de todo el período de incubación se produjo en las condiciones de menor temperatura y menor humedad. A medida que la temperatura y el grado de humedad del suelo se incrementaron fue disminuyendo el número de días necesario para alcanzar esa emisión. La mayor reducción en el tiempo se produjo en el suelo Prado que, para una humedad del 100% de la capacidad de campo y la temperatura de 35 °C, únicamente necesitó 1,1 días para provocar una emisión igual a la que se produjo en 42 días al 40% de humedad y a 10 °C. El suelo Robledal necesitó 1,5 días, mientras que el suelo Cultivo-patata necesitó 1,8 días. Esta primera aproximación nos señala que el comportamiento de los suelos frente a las condiciones de incubación es diferente reflejando, bien una diferente cantidad de materia orgánica más lábil o bien una diferente sensibilidad a la temperatura de la materia orgánica de los diferentes suelos y de los microorganismos presentes. En relación a la primera hipótesis, no parece que se pueda atribuir esa mayor velocidad de mineralización en el caso del suelo Prado a un mayor contenido en materia orgánica lábil. Normalmente se considera que la fracción más rápidamente metabolizable corresponde a la de carbohidratos solubles (García-Gil, 2001) y esta fracción, tanto la soluble en frío como en caliente, es menor en el suelo Prado que en los otros dos suelos. Podría argüirse que realmente esa fracción de materia orgánica no representa el autentico *pool* mineralizable, dado que en las condiciones mejores de incubación se emite en los tres suelos más CO₂ que el que está asociado a esa fracción, pero hay que tener en cuenta que en esta aproximación se está usando como referencia el carbono emitido en las condiciones de incubación menos favorables en las que sería esperable que se metabolizara la fracción más lábil. Por tanto, parece deducirse de esta aproximación, al menos inicialmente, que en los tres suelos estudiados hay una diferente sensibilidad de la materia orgánica a la temperatura.

Cuando los valores de tiempo necesario para alcanzar una determinada emisión se transforman en velocidades de emisión se aprecia que en cualquier condición de incubación, ya sea humedad del suelo o temperatura, es el suelo Prado el que ofrece los mayores valores y el Cultivo-patata los menores, siendo las diferencias entre Prado y Robledal mucho más importantes a bajas temperaturas de incubación (hasta 25 °C) que a altas (30 y 35 °C). Para los tres suelos y para cualquier condición de humedad, la relación entre velocidad de emisión y temperatura sigue una ecuación del tipo Van't Hoff (Tabla 6.4) con coeficientes de correlación elevados, excepto en el caso del suelo de cultivo en el que los ajustes son ligeramente inferiores, aunque la varianza explicada siempre es superior al 90%.

Tabla 6.4.- Valores de los parámetros del ajuste de las velocidades de emisión (a igual cantidad de CO₂ emitida) a la ecuación de Van't Hoff: $v_T = v_o + \exp^{bT}$.

Suelo	H% c.c.	<i>r</i>	<i>ln v_o</i>	<i>b</i>	<i>Q₁₀</i>
Robledal	39	0,995	-0,582	0,1252	3,50
	65	0,992	0,240	0,1101	3,01
	80	0,996	0,402	0,1077	2,93
	100	0,986	0,558	0,1034	2,81
Prado	40	0,994	-0,411	0,1240	3,45
	65	0,963	0,769	0,0964	2,62
	80	0,977	1,140	0,0899	2,46
	100	0,984	1,385	0,0871	2,39
Cultivo-patata	60	0,935	-0,816	0,1056	2,88
	80	0,951	-0,629	0,1078	2,94
	100	0,949	0,032	0,0832	2,30

Estos resultados indican lo siguiente. En primer lugar, y para los suelos Robledal y Prado, la existencia de una estrecha dependencia entre la sensibilidad de la respiración a la temperatura y el grado de humedad del suelo, de tal manera que cuanto mayor es la humedad edáfica menor es la sensibilidad. Resultado similar se había obtenido a partir del análisis de los valores de *Q₁₀* obtenidos a partir de los datos absolutos de respiración. El comportamiento del suelo Cultivo-patata es llamativo, de tal manera que la tendencia hacia el valor estable (que en los suelos Robledal y Prado se manifiesta entre las humedades del 80 y del 100% c.c.) lo muestra a las humedades del 60-80% c.c., mientras que a la de 100% c.c. presenta una fuerte disminución de la sensibilidad. Por otro lado, los valores obtenidos con esta aproximación permiten apreciar (Figura 6.3) que el suelo con menor sensibilidad a las variaciones de temperatura es el suelo Prado, presentando Cultivo-patata y Robledal (al menos para el intervalo de humedades 60-80% c.c.) valores similares. Este resultado contrasta con el obtenido mediante el análisis del *Q₁₀* de los datos absolutos de emisión, en donde el suelo con menor sensibilidad era el de cultivo, al menos a valores de humedad inferiores al 80%.

Por último, hay que destacar que los valores de *Q₁₀* obtenidos mediante esta aproximación son superiores a los obtenidos mediante el uso de valores absolutos.

Resultado similar ha sido citado por Rey y Jarvis (2006), quienes indican que el uso de Q_{10} deducido a partir de valores absolutos de respiración podría conducir a interpretaciones erróneas sobre la influencia de la temperatura en la respiración del suelo. Por otra parte, estos mismos autores obtienen valores muy similares de Q_{10} a los aquí encontrados, aunque en su caso estudian diferentes suelos europeos y las incubaciones que realizan abarcan el rango de temperaturas entre 4 y 30 grados.

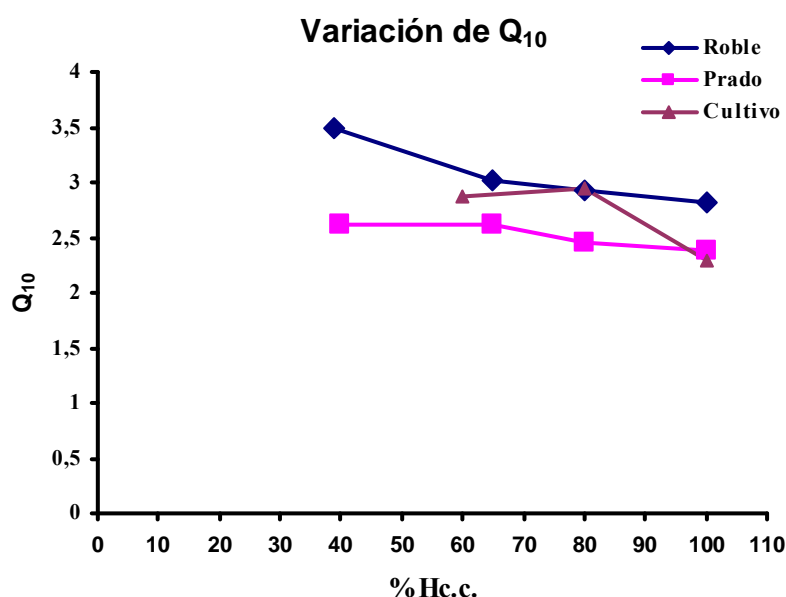


Figura 6.3.- Valores de Q_{10} obtenidos para el ajuste de las velocidades de emisión (primera aproximación)

En definitiva, esta aproximación permite poner claramente de manifiesto el diferente comportamiento de los suelos. Rey y Jarvis (2006) achacan la falta de concordancia entre las estimaciones de Q_{10} hechas mediante valores absolutos y las hechas mediante valores de idénticas cantidades de carbón respirado al hecho durante la incubación de que los compuestos más rápidamente descomponibles se mineralizan más rápido a altas que a bajas temperaturas (Powlson, 2005) o bien al hecho de que la incubación podría haber causado cambios en la calidad de las fracciones de materia orgánica, así como en las proporciones de las diferentes fracciones presentes inicialmente, hipótesis también apoyada por Dalias et al. (2001b). Además, Agren y Bosatta (2002) han sugerido que los suelos que se incuban a temperaturas por encima del rango natural de temperaturas que soportan suelen mostrar mayor dependencia de la temperatura de incubación que los mismos suelos incubados a temperaturas dentro de su rango natural de temperaturas. Estos autores proponen que la materia orgánica de los suelos que se han desarrollado a altas temperaturas podría haberse degradado a compuestos menos fácilmente degradables y de menor calidad que la materia orgánica de los suelos que se hubieran desarrollado a temperaturas más bajas. Este cambio en las proporciones de las diferentes fracciones de la materia orgánica del suelo podría compensar de algún modo los efectos de la temperatura a corto plazo. Hay que tener en cuenta que esta hipótesis fue

confirmada en un estudio de Dalias et al. (2001b) en el que se investigaron los efectos del régimen de temperaturas sobre los microorganismos y los productos de su metabolismo. Estos autores concluyeron que las condiciones climáticas de cada lugar son las que determinarían las comunidades microbianas mejor adaptadas a las condiciones de temperatura que prevaleciesen. En otras palabras, que la sensibilidad a la temperatura de la mineralización del carbono estaría determinada fundamentalmente por la sensibilidad de las poblaciones microbianas a los incrementos de temperatura, poblaciones normalmente muy conservadoras y cuyo Q_{10} estaría, según los datos obtenidos por Rey et al. (2002), alrededor de 2,0. Secundariamente, la sensibilidad de la materia orgánica a la mineralización vendría determinada por la calidad de los sustratos orgánicos derivados de la actividad microbiana, que podrían ser muy diferentes para las diferentes comunidades microbianas edáficas.

Segunda aproximación: Modelo de un compartimento

Tal como se indicó anteriormente, este modelo (conocido con el nombre de modelo de Stanford y Smith, 1972) considera que la mineralización del carbono potencialmente mineralizable se produce a velocidad constante y que el *pool* de dicho carbono mineralizable puede estimarse a través de la mineralización medida.

En los tres suelos estudiados los datos de la mineralización (expresados por unidad de C total) se ajustan con coeficientes de correlación muy elevados (incluso en ocasiones de prácticamente la unidad) a los datos experimentales, sobre todo en los suelos Robledal y Prado. De todas maneras, y a pesar de estos elevados ajustes, los resultados obtenidos para los parámetros de las ecuaciones se muestran como escasamente consistentes, ya que tanto las estimaciones del carbono potencialmente mineralizable como los valores de las constantes oscilan de forma aleatoria para las diferentes temperaturas y condiciones de incubación, lo que impide obtener conclusiones seguras sobre el tamaño del *pool* de carbono lábil del suelo y, lo que es más importante, sobre la sensibilidad que tendría el mismo a las variaciones de temperatura. Rey y Jarvis (2006) indican que la estimación del carbono potencialmente mineralizable disminuye con la temperatura de incubación; no obstante, en este caso ese comportamiento no se ha apreciado y, en general, parece existir una tendencia (al menos en el suelo Robledal) a que se incremente esta fracción con la temperatura de incubación: 22 mg C g⁻¹ a 10 °C, 19 a 15, 23 a 25, 63 a 30 y 82 a 35 °C (considerando la media de valores obtenidos para las diferentes humedades). En los suelos Prado y Cultivo-patata esa tendencia no se manifiesta.

En cuanto a las velocidades de mineralización el comportamiento es más errático, con grandes saltos de los valores para temperaturas próximas o, incluso, para las diferentes humedades que corresponden a la misma temperatura.

Posiblemente la razón de este comportamiento tan anómalo haya que buscarla en el hecho de que, en general, la mineralización durante el período de incubación considerado ha sido en todos los casos (es decir, para todos los suelos, temperaturas y humedades)

prácticamente lineal, sin apreciarse una clara disminución de la misma a lo largo del tiempo. En otras palabras, la cantidad mineralizada no ha llegado a generar en ningún momento una disminución apreciable del auténtico *pool* de carbono mineralizable de los suelos. Esta práctica linealidad de la emisión a lo largo de los 43 días de la incubación conduce a que el ajuste exponencial que exige el modelo de un compartimento genere resultados, aparentemente, inconsistentes para lo que sería esperable.

Tercera aproximación: Modelo de dos compartimentos

El modelo bi-compartimental ofrece una visión diferente y al utilizarlo, en la mayor parte de los casos, se obtienen excelentes ajustes, similarmente a lo citado por Rey y Jarvis (2006) quienes encuentran que este modelo es el que proporciona los mejores ajustes a los datos de respiración. Hay que tener en cuenta que el modelo bi-compartimental proporciona 4 parámetros. Dos de ellos se refieren a las cantidades de C asociadas al tamaño relativo de los *pools* lábil y recalcitrante (cuya suma debe representar el equivalente a 1000 mg de C) y los otros dos a las constantes de mineralización.

El ajuste de este modelo a los datos de los suelos aquí estudiados pone de manifiesto lo siguiente. En primer lugar, el tamaño del *pool* lábil es siempre extraordinariamente pequeño, y sólo llega a superar 10 mg de C (esto es, el 1% del *pool* total del carbono edáfico) en algunas ocasiones para el suelo Prado. Esto indica que la mayor cantidad de materia orgánica respirada en estos suelos está asociada a la transformación del *pool* más recalcitrante.

Similarmente a como ocurría con el modelo de un compartimento, las variaciones en el tamaño del *pool* de C lábil son aleatorias y no siguen un patrón determinado ni por la temperatura, ni por la humedad, ni por el uso del suelo. Este hecho quizás pone de manifiesto la importancia que pueden tener los cambios en la calidad de la materia orgánica promovidos por las condiciones de la incubación. Igual carácter aleatorio muestran los valores de la constante de mineralización para el primer compartimento. Cuando el tamaño de este compartimento es elevado (para el rango de valores en los que se mueve) la constante es baja, y cuando el tamaño de este compartimento es muy pequeño los valores de la constante de mineralización son relativamente elevados.

Por el contrario, y aunque los valores de la constante cinética son extraordinariamente bajos, el comportamiento, en función de las condiciones de incubación, de la constante de mineralización para el segundo de los compartimentos, o compartimento recalcitrante, aparece más claro. En los tres suelos se puede apreciar, (Tabla 6.5), cómo a medida que se incrementa la temperatura se incrementa claramente el valor de este parámetro, con valores muy similares para los tres suelos, aunque con una dependencia de la temperatura ligeramente distinta en cada uno de ellos.

Tabla 6.5.- Valores de las constantes de mineralización para el sustrato lábil y recalitrante (k_1 y k_2) a las distintas condiciones de humedad y temperatura de incubación para los tres suelos de estudio.

	10 °C		15 °C		20 °C		25 °C		30 °C		35 °C	
	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$	$k_1 \times 10^{-6}$	$k_2 \times 10^{-6}$
Robledal												
39% c.c.	162.000	61	736.000	85	578.200	212	514.800	473	281.800	621
65% c.c.	787.000	117	526.000	157	1.294.400	317	591.700	542	197.300	800
80% c.c.	698.600	116	120.000	173	1.072.400	341	...	301	1.172.800	677	641.500	852
100% c.c.	683.100	124	195.000	320	1.316.200	377	109.800	347	134.500	627	589.200	887
Prado												
40% c.c.	680.800	66	1.453.000	148	1.311.100	276	703.100	718	800.000	...
65% c.c.	750.600	196	1.660.000	229	1.285.700	388	163.300	611	130.000	681
80% c.c.	264.500	206	1.055.000	328	1.292.000	417	27.000	...	100.000	711
100% c.c.	270.700	217	1.244.000	340	105.600	413	35.000	239	140.000	978
Cultivo-patata												
60% c.c.	1.008.400	49	1.313.900	252	1.350.400	319	1.517.100	531	434.800	657
80% c.c.	978.600	65	792.100	187	1.010.000	...	1.552.000	618	2.209.200	721
100% c.c.	1.091.100	81	1.494.300	259	1.288.300	342	...	966	1.497.100	834

Cuando se aplica la ecuación de Van't Hoff a los valores de estas constantes, esto es, cuando los datos de las constantes se ajustan a la ecuación:

$$\text{Log } k_2 = a + b. \text{ temperatura}$$

se puede apreciar (Tabla 6.6) que en los tres suelos hay unos ajustes extraordinariamente buenos y que el valor del parámetro *b* (esto es, del coeficiente de dependencia de la temperatura de la constante cinética) es claramente inferior para el suelo Prado y muy similar para Robledal y Cultivo-patata, aunque ligeramente superior para este último suelo. La transformación de estos valores en valores de *Q*₁₀ pone de manifiesto, un valor bajo (1,59) para el suelo Prado y valores superiores a 2 para los suelos Robledal y Cultivo-patata.

Tabla 6.6.- Ajuste de los valores de la constante cinética *k*₂ del modelo bi-compartimental a la ecuación: $\log k_2 = a + b. \text{ temperatura}$

Suelo	<i>r</i> ²	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> ₁₀
Robledal	0,98	-9,809	0,0816	2,26
Prado	0,95	-8,814	0,0464	1,59
Cultivo-patata	0,94	-10,279	0,0919	2,51

En otras palabras, los resultados de la aplicación de este modelo sugieren que, dada la pequeña importancia del *pool* lábil, la mineralización de la materia orgánica va a depender básicamente de la mineralización, lenta pero continuada en el tiempo, del *pool* de sustratos más recalcitrantes, y que este *pool* se encuentra afectado claramente por la variación de temperatura, de tal manera que la variación de las constantes de mineralización de esta fracción reflejarían fielmente la respuesta del suelo, a largo plazo, ante un cambio de temperaturas. Resultados similares han sido citados por otros investigadores (Kätterer et al., 1998; Rey y Jarvis, 2006) quienes han encontrado que el modelo bi-compartimental es el que proporciona mejor información de todos los modelos cinéticos normalmente utilizados, ya que tiene en consideración los cambios a largo plazo en el suelo. Por otra parte, las estimaciones obtenidas para los valores de las constantes son similares a las obtenidas en otros estudios (Coûteaux et al., 2001) y permitirían, por tanto, ser usadas para establecer los balances de carbono usando los modelos corrientes tales como el MESTRA, el CENTURY o el ICBM, ya que estos modelos usan constantes dependientes de la temperatura (Andrén y Kätterer, 1987; Parton et al., 1987; Medlyn et al., 2005).

Un punto de discusión que siempre se establece cuando se separa la materia orgánica del suelo en fracciones de diferente comportamiento, es si la dependencia a la temperatura de las fracciones más lábiles es similar a la de la materia orgánica más recalcitrante (Liski et al., 1999; Giardina y Ryan, 2000; Fang et al., 2005). Se suele indicar que si la fracción lábil fuese más sensible, esta fracción sería mineralizada más pronto a medida que la temperatura se incrementa, dejando una preponderancia del carbono menos sensible y, consecuentemente, una sensibilidad menor del carbono orgánico remanente en el suelo, cuando la temperatura siga incrementándose. Aunque Rey y Jarvis (2006) han

encontrado que la sensibilidad de la fracción recalcitrante es ligeramente menor que la de las fracciones más lábiles, en nuestro caso no es posible hacer esa comparación, debido a la inconsistencia de los valores obtenidos para la constante más lábil. De todas formas, el hecho de que el suelo Cultivo-patata, con la materia orgánica más degradada y, en principio, más antigua y recalcitrante, presente un mayor valor de Q_{10} que el suelo Prado, en el que la materia orgánica del suelo se renueva fácilmente debido a los exudados radiculares proporcionados por la vegetación herbácea (Innes et al., 2004) y a los intensos abonados con purín y estiércoles, típicos de los prados de alta intensidad de manejo (Haynes y Williams, 1993), parece sugerir que la sensibilidad a la temperatura de las fracciones más antiguas de la materia orgánica es igual o superior a la sensibilidad de la materia orgánica más reciente, similarmente a lo ya citado por Knorr et al. (2005).

Esta última observación llevaría a concluir que a pesar de su menor contenido en materia orgánica, los suelos de cultivo, que han sufrido una pérdida continua del componente orgánico como consecuencia del manejo, serán los más afectados por un incremento de la temperatura, mientras que aquellos suelos que reciben elevadas cantidades de fertilizantes orgánicos y que ven renovada continuamente su materia orgánica soportarían sin apenas cambios en la fracción recalcitrante la influencia del aumento de temperatura, al menos mientras exista un *pool* suficiente de materia orgánica lábil.

6.1.1.3. Influencia de la humedad en la emisión

Humedad y temperatura son los factores ambientales más comúnmente relacionados con la mineralización de la materia orgánica y, por tanto, con la emisión de CO₂ desde el suelo (Davidson et al., 2000). No obstante, mientras que el efecto de la temperatura se describe siempre a través de ecuaciones exponenciales, más o menos complejas pero siempre de carácter semilogarítmico (Lloyd y Taylor, 1994; Kirchbaum, 2000), el efecto de la humedad sobre la respiración es de descripción más compleja. Así, se han usado gran cantidad de ecuaciones, incluyendo lineales, logarítmicas, cuadráticas y parabólicas (Orchard y Cook, 1983; Schlenter y van Cleve, 1985; Doran et al., 1991; Raich y Potter, 1991; Oberbauer et al., 1992; Hanson et al., 1993, Howard y Howard, 1993; entre otros). Por otra parte, la forma de expresar la humedad edáfica también complica el estudio de la influencia de este factor ya que, mientras que la temperatura se expresa siempre como grados de escala (y prácticamente siempre en la escala Celsius), la humedad edáfica se expresa como potencial matricial, contenido gravimétrico, contenido volumétrico, fracciones de capacidad de retención de agua, espacio poroso ocupado por agua, índices de precipitación, profundidad a la capa freática, etc. Tal y como se indicó en su momento, en este trabajo se ha optado por expresar la humedad del suelo como fracción de la capacidad de campo, con el fin de poder tener una referencia similar para los tres suelos utilizados en el estudio.

Los resultados descritos anteriormente ponen de manifiesto que, en general y desde el nivel inferior de humedad hasta la capacidad de campo, la respiración de los suelos se

incrementa progresivamente, independientemente del suelo considerado y para todas las temperaturas de incubación. Estos resultados deben considerarse como totalmente lógicos y son coincidentes con lo obtenido por otros investigadores (Lomander et al., 1998; Davidson et al., 2000). La explicación de esta influencia es sencilla, ya que los microorganismos necesitan simultáneamente oxígeno y nutrientes solubles. En condiciones cercanas a la capacidad de campo, los macroporos están totalmente llenos de aire, lo que facilita la difusión del oxígeno (Linn y Doran, 1984) y los microporos totalmente ocupados por agua, lo que facilita la difusión de los sustratos solubles. Dado que la dependencia entre la difusión de sustratos y el contenido volumétrico de agua es de tipo cúbico (Papendick y Campbell, 1981), cualquier disminución en el contenido del agua del suelo provocará fuertes restricciones en la difusión de solutos y, por tanto, disminuirá la actividad microbiana. De hecho, la respiración bacteriana comienza a disminuir cuando el agua del suelo es inferior a -0,3 MPa y es prácticamente inexistente a tensiones inferiores a -2 MPa (Wilson y Griffin, 1975), de manera que la mineralización que se pudiera producir a humedades cercanas al punto de marchitez permanente suele considerarse que es producida única y exclusivamente por hongos (Wilson y Griffin, 1975; Swift et al., 1979).

Aunque el incremento de la respiración del suelo con el incremento de humedad se corresponde con lo esperado, los resultados obtenidos plantean dudas de cómo poder determinar la sensibilidad de la respiración de los suelos a los cambios de humedad. No hay que olvidar que las previsiones con respecto al cambio climático no se refieren únicamente a variaciones de temperatura sino también a cambios en el patrón de lluvias, tanto en el temporal como en el cuantitativo, lo que evidentemente repercutirá en las condiciones de humedad que puedan encontrarse los suelos. Tal como se puede apreciar en el apartado de Resultados, se han considerado cuatro diferentes aproximaciones al estudio de la relación entre humedad y respiración: una aproximación lineal, una aproximación semilogarítmica y una función cuadrática (con dos tipos diferentes de expresión). Cada uno de estos modelos de dependencia no significa simplemente una distinta relación entre humedad y respiración, sino que significa también una distinta manera de evaluar la sensibilidad de la respiración a los cambios de humedad. Para cualquiera de los modelos utilizados esa sensibilidad viene dada por el valor de la derivada de la función utilizada, por lo que la sensibilidad se correspondería con el valor de ***b***, para el modelo lineal (sensibilidad constante independientemente de la humedad del suelo); con el valor de ***b/humedad***, para el modelo semilogarítmico; con la expresión ***2b.humedad***, para la función cuadrática incompleta, y, finalmente, con el término ***b+2c.humedad***, para el modelo cuadrático completo. Por tanto, en estos tres últimos casos la sensibilidad depende del contenido en humedad del suelo y hace más complicado el poder predecir el efecto de un cambio del régimen climático sobre el suelo. Tal como se ha visto en Resultados, para las cuatro ecuaciones utilizadas se consiguen, en general, buenos ajustes, aunque no para todas las condiciones de incubación de los suelos.

El **modelo lineal** proporciona buenos ajustes en todos los casos, a excepción del suelo Cultivo-patata, y siempre con valores de ***b*** positivos lo que indica, claramente, que

cualquier incremento de la humedad del suelo hasta el valor de la capacidad de campo provocará un incremento de la respiración edáfica. Sin embargo, se aprecia que los valores de b , esto es, la pendiente de la relación entre respiración y humedad, no guardan relación con la temperatura de incubación cuando se consideran períodos cortos de incubación, en general, inferiores a 21 días. El comportamiento aleatorio de este parámetro es muy evidente en el suelo Robledal, con un valor máximo de la pendiente tanto a 10 días como a 21 días para la temperatura de 25 °C (Figura 6.4). Sin embargo, a los mayores tiempos de incubación (42 días) se puede apreciar que en los tres suelos el valor de b se incrementa con la temperatura de incubación (Figura 6.4).

A 25 °C los mayores valores de este parámetro, y por tanto la mayor sensibilidad frente a la humedad, los tendría el suelo Prado y los menores (casi 5 veces menos) el suelo Cultivo-patata. Estos resultados indicarían que cualquier modificación del régimen hídrico de los suelos que supusiera un mayor contenido de agua del suelo (siempre que no se supere la saturación) provocaría una mayor emisión de CO₂ en los suelos Robledal y Prado, mientras que los suelos de cultivo apenas se verían afectados. No obstante, hay que tener en cuenta que, paralelamente a los cambios de humedad, se producirán cambios de temperatura y eso exige conocer en qué medida el parámetro b es afectado por la temperatura. Ya se indicó antes que para incubaciones largas b se incrementa con la temperatura y en los tres suelos esa dependencia se establece claramente a través de un modelo tipo Van't Hoff, es decir, a través de una relación exponencial con la temperatura (tal como sería de esperar, por otra parte). En la tabla 6.7 se indican los valores obtenidos para el correspondiente ajuste.

Tabla 6.7.- Valores de los parámetros obtenidos al ajustar los valores del coeficiente de humedad, b , a una ecuación exponencial de la temperatura: $\ln b = \ln a + c \cdot \text{temperatura}$

<i>Suelo</i>	r^2	$\ln a$	c	Q_{10}
Robledal	0,84	0,066	0,0532	1,70
Prado	0,95	0,653	0,0538	1,71
Cultivo-patata	0,97	-0,875	0,0695	2,00

En esa tabla se puede apreciar el buen ajuste de los datos y cómo el valor del coeficiente de temperatura es ligeramente superior para el suelo Cultivo-patata que para los otros dos suelos. La transformación de este coeficiente en valores de Q_{10} pone de manifiesto que la influencia de la temperatura sobre la sensibilidad de la respiración a la humedad es prácticamente idéntica para Robledal y Prado y ligeramente superior para el suelo Cultivo-patata, en donde se alcanza el valor de 2,00. En otras palabras, aunque en los suelos Robledal y Prado una variación de la humedad modifica más la respiración que en el suelo Cultivo-patata, la variación que pueda producir una modificación de temperatura asociada a la variación de humedad será más importante en el suelo de cultivo que en los otros dos suelos. Dicho de otra forma, se vuelve a poner de manifiesto lo que ya nos indicaba el análisis de las constantes cinéticas del modelo bi-compartmental: en el suelo con la materia orgánica más degradada como consecuencia del cultivo la influencia de la temperatura es siempre superior que en el suelo *climax* o que en el suelo que recibe grandes cantidades de aportes frescos de materia orgánica.

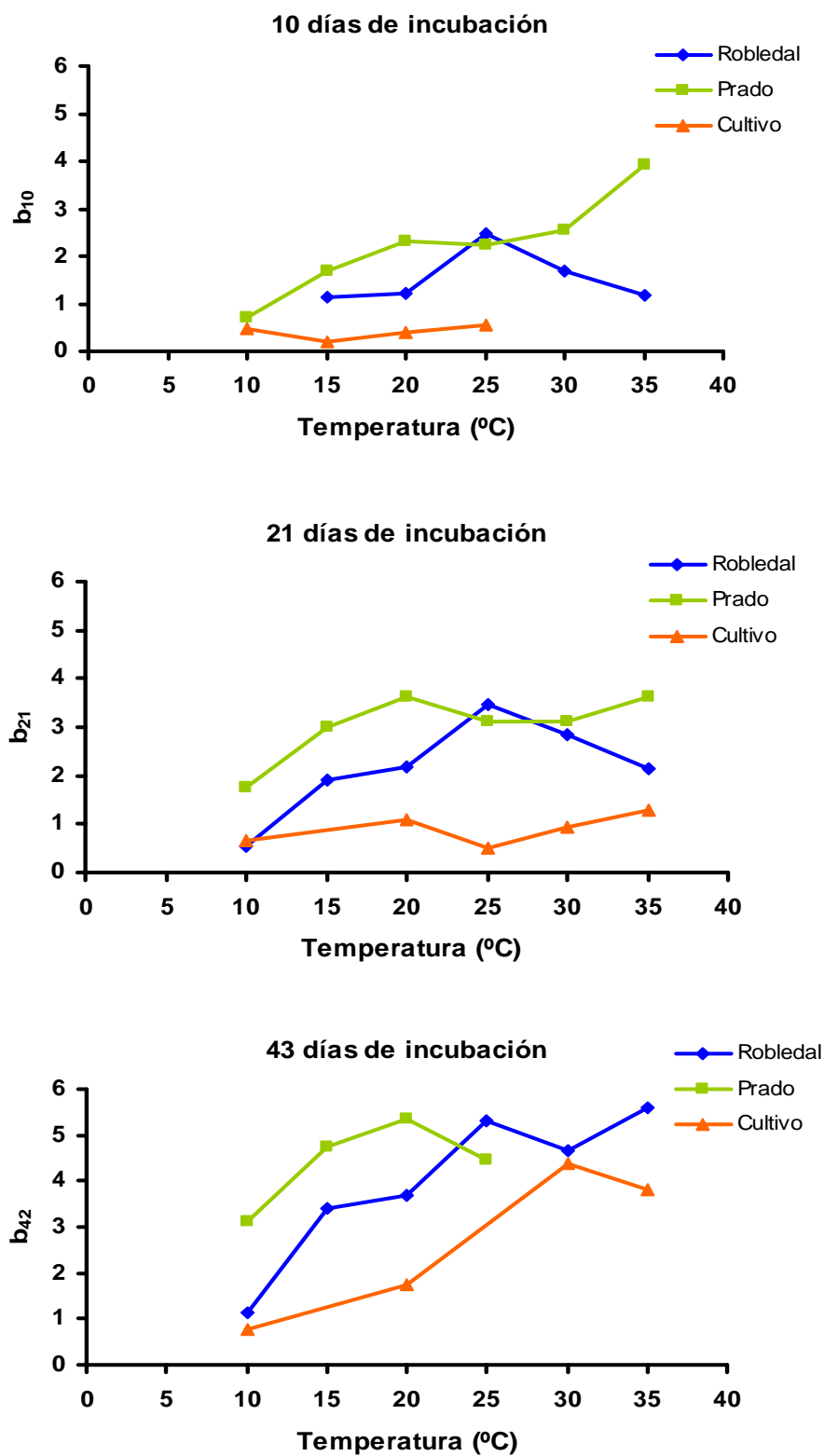


Figura 6.4.- Representación de la variación del coeficiente b de la ecuación lineal de la humedad con la temperatura para los tres suelos a los 10, 21 y 42 días de la incubación (b_{10} , b_{21} y b_{42}).

La **ecuación semi-logarítmica**, denominada también como ecuación compuesta, proporciona buenos ajustes para los datos de los suelos Robledal y Prado, mientras que la significación de los ajustes disminuye mucho en el suelo Cultivo-patata. Tal como se indicó antes, la sensibilidad de la respiración a la humedad vendría dada por la relación **b /humedad**, lo que significa que siempre que **b** sea positivo, la sensibilidad disminuirá a medida que se incremente la humedad del suelo. Además, esa sensibilidad va a ser diferente en función del tiempo de incubación y de la temperatura. En general, en los tres suelos la sensibilidad se incrementa a medida que aumenta el tiempo de incubación, lo que sugiere que la mineralización de la materia orgánica menos lábil es más sensible a los cambios de humedad. Con respecto a la temperatura, en los tres suelos se aprecian comportamientos similares (Figura 6.5), con un máximo de sensibilidad a temperaturas entre 20-25 °C y un descenso, y en ocasiones un nuevo aumento, para la temperatura de 35 °C. Este comportamiento podría estar sugiriendo lo que ya se indicó anteriormente, que la mayor sensibilidad de la materia orgánica frente a los cambios ambientales se produce para aquellas modificaciones que se producen dentro del rango normal de temperaturas que soporta el suelo (Agren y Bosatta, 2002). Pero, además, hay que destacar que la sensibilidad de la respiración a los cambios de humedad es totalmente dependiente de la humedad previa de la muestra: si el suelo está seco (Figura 6.5) cualquier incremento de la humedad acelerará mucho más intensamente la mineralización que si el suelo se encuentra ya en condiciones de humedad cercanas a la capacidad de campo.

La diferencia de sensibilidad para humedades contrastantes es muy grande para los suelos Prado y Robledal; por el contrario, es muy pequeña para el suelo de cultivo. Este diferente comportamiento podría asociarse, posiblemente, a algún efecto generado por la diferente estructura edáfica en los suelos utilizados. En suelos con agregados desarrollados, como los que presentan los suelos Prado y Robledal, el sistema de poros quizás genere una mayor tortuosidad en el transporte de solutos, tortuosidad que desaparece en el suelo sin agregación, como es el suelo Cultivo-patata, en el que los microorganismos están asociados a las superficies de las partículas y al agua que las embebe, lo que hace que la actividad microbiana sea menos dependiente de los cambios de humedad del suelo.

La existencia de una mayor sensibilidad a la humedad cuanto más seco esté el suelo coincide con lo obtenido por diferentes investigadores. Así, Curiel-Yuste et al. (2007) observan en experiencias de campo que la sequía veraniega disminuye de forma sustancial la tasa de descomposición de la materia orgánica en los ecosistemas que estudian, pero que las primeras lluvias del otoño (que causan el rehumedecimiento del suelo), generan una fortísimo incremento de la tasa de descomposición de la materia orgánica. Esto justificaría la rápida evolución que sufren los restos vegetales en suelos mediterráneos como consecuencia de los eventos esporádicos de lluvia que ocurren en medio de períodos de alta temperatura y elevada sequedad edáfica y que son los responsables de los cambios que sufre el balance de carbono en estos ecosistemas durante los períodos secos (Xu et al., 2004; Misson et al., 2005).

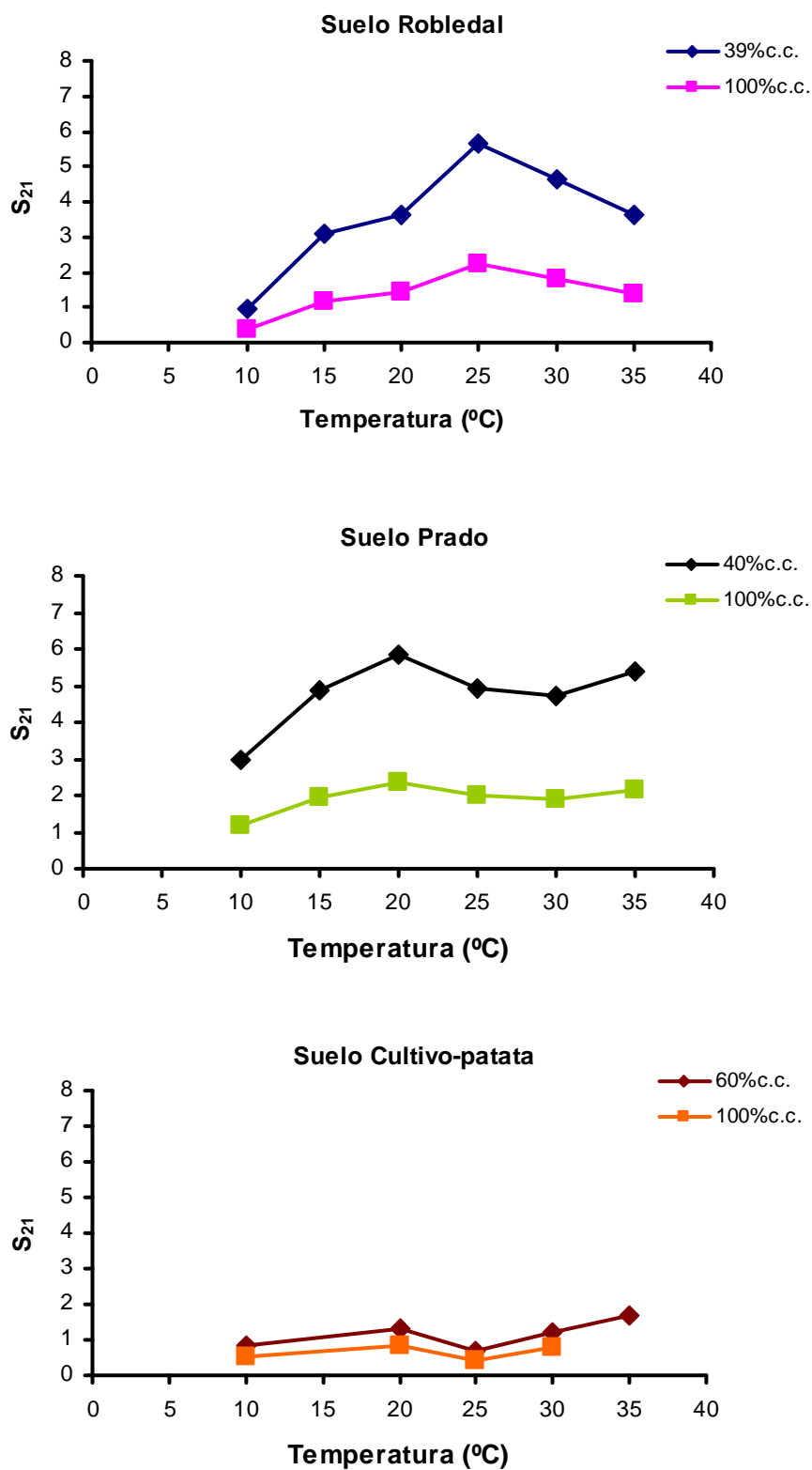


Figura 6.5.- Representaciones de las variaciones con la temperatura de los valores de la sensibilidad obtenida con la ecuación semilogarítmica, para los tres suelos a los 21 días (S_{21}) de incubación.

La **ecuación de tipo cuadrático incompleta**: $\text{respiración} = a + b (\text{humedad})^2$, ofrece ajustes sensiblemente inferiores a las otra dos ecuaciones, a excepción del suelo Cultivo-patata en el que los valores de los coeficientes de correlación son sensiblemente similares a los obtenidos para las otras dos ecuaciones citadas antes. Esto justificaría la posibilidad de utilización en posibles estudios de modelización de la influencia de la temperatura sobre el comportamiento de los suelos. No obstante los buenos ajustes de los datos experimentales, esta ecuación plantea el problema de que la sensibilidad, esto es, el valor de la derivada, es directamente proporcional a la humedad del suelo, **2b.humedad**, lo que implica que la sensibilidad a un cambio de humedad sería mayor cuanto mayor fuese la humedad edáfica, lo que no concuerda ni con los datos experimentales ni con las evidencias indicadas por otros investigadores (Paul y Clark, 1996; Davidson et al, 2006; Monson et al., 2006). Por ello, se desechará el uso de esta ecuación ya que hay que considerar que el que los datos se ajusten a un modelo no significa que ocurra el proceso asociado a dicha ecuación, tal como se ha citado en innumerables ocasiones al intentar asociar datos experimentales con procesos edáficos (Chien y Clayton, 1980; Polyzopoulos et al., 1986).

La **ecuación parabólica**, esto es la ecuación del tipo: $\text{respiración} = a + b (\text{humedad}) + c (\text{humedad})^2$, ofrece los mejores ajustes de todas las ecuaciones consideradas para los suelos Robledal y Prado; sin embargo, los datos del suelo Cultivo-patata no pueden ajustarse a este modelo. Esta ecuación permite conocer no sólo la sensibilidad a los cambios de humedad (la derivada en este caso es **b+2c.humedad**), que podrá ser positiva o negativa en función del signo que tengan los coeficientes **b** y **c**, sino también conocer el valor de la humedad óptima cuando la abscisa del vértice de la parábola corresponda al intervalo de humedades utilizado en el estudio. El comportamiento de los suelos Robledal y Prado es distinto cuando se utiliza esta ecuación, como se reflejó en el apartado de Resultados. En el suelo Robledal, y para el rango de temperaturas entre 15 y 30 °C, el vértice corresponde a valores de humedad muy elevados y el signo de los coeficientes hace que la sensibilidad a la humedad sea mayor cuanto menor sea la humedad del suelo, obteniéndose los valores mayores de sensibilidad a la temperatura de 25 °C. En otras palabras, los resultados son similares a los proporcionados por la ecuación semi-logarítmica. El comportamiento a las temperaturas extremas de 10 y 35 °C es totalmente diferente. En primer lugar, el vértice se encuentra dentro del rango de humedades utilizado en el estudio (alrededor del 80-95% del valor de la capacidad de campo) lo que hace que el signo de la sensibilidad sea diferente según consideramos suelos secos o suelos humedecidos. En los suelos secos, a estas dos temperaturas, un aumento de la humedad edáfica provocará un incremento de la mineralización (que será muy intenso para la temperatura de 35 °C); por el contrario, si los suelos se encontrasen a capacidad de campo, o cerca de ese punto, un ligero incremento de la humedad generaría una disminución de la mineralización. En este sentido esta ecuación presupone un avance conceptual con respecto a las anteriores, al permitir diferenciar claramente la influencia de la humedad previa y de la temperatura sobre el comportamiento del suelo.

En el suelo Prado el comportamiento es diferente al Robledal, lo que enfatiza la importancia del tipo de materia orgánica (dependiente del uso y manejo del suelo). En primer lugar, el vértice de la parábola (en el ámbito de temperaturas entre 15 y 25 °C) no pertenece al rango de humedades considerado y la sensibilidad a la humedad es siempre positiva a esas temperaturas. A la temperatura de 10 °C y a las superiores a 25 °C, el vértice se encuentra dentro del rango de humedades del suelo y eso hace que la sensibilidad pueda ser positiva o negativa, complicando enormemente cualquier posible interpretación del efecto de los cambios de humedad a estas temperaturas. Para el rango de 15 a 25 °C se aprecian dos tipos de variaciones de la sensibilidad: entre 15 y 20 °C la sensibilidad es ligeramente superior cuando el suelo está seco que cuando el suelo está húmedo. Para la temperatura de 25 °C este comportamiento se invierte y la sensibilidad a los cambios de humedad es claramente superior cuanto mayor sea la humedad edáfica. Parece ponerse en evidencia una distinta actividad de los microorganismos en función de la temperatura, lo que podría asociarse a los cambios en la calidad de los sustratos mineralizables como consecuencia de las condiciones de incubación.

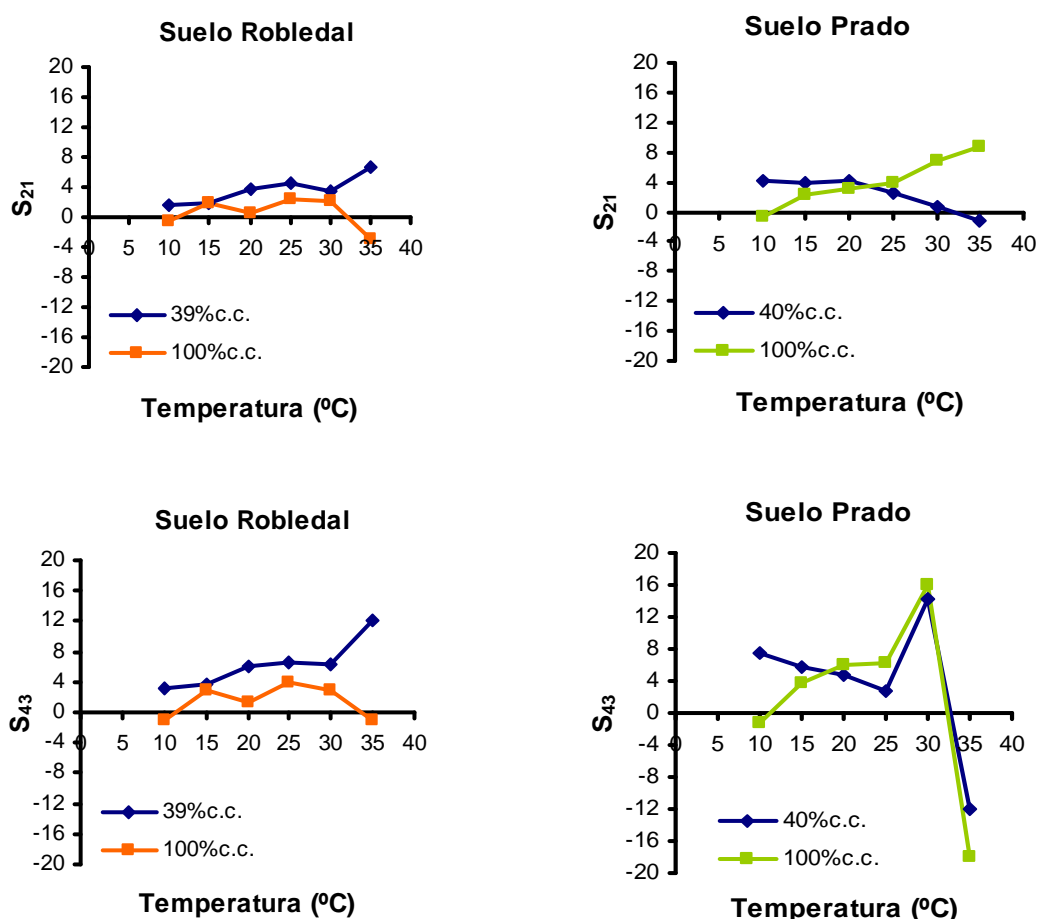


Figura 6.6.- Representaciones de las variaciones con la temperatura de los valores de la *sensibilidad* obtenida con la ecuación cuadrática para los suelos Robledal y Prado a los 21 y 43 días de incubación.

En resumen, el modelar el comportamiento de la respiración edáfica frente a los cambios de humedad aparece bastante más complicado que hacerlo frente a los cambios de temperatura. Aunque, en general, se observa un aumento de la respiración edáfica a medida que se incrementa la humedad del suelo, las modificaciones observadas pueden ser explicadas usando distintas ecuaciones matemáticas, lo que influye en la capacidad de determinar la sensibilidad de los suelos frente a las variaciones de humedad. De todas maneras, las ecuaciones utilizadas señalan de forma general que ese comportamiento aparece mediado por la temperatura del suelo, por la humedad previa y por el tipo de materia orgánica. Las aproximaciones más simples indican que la mayor sensibilidad la tendrían los suelos Robledal y Prado y la menor los suelos de cultivo, aunque la interacción temperatura-humedad modifica totalmente estas generalizaciones.

6.1.1.4. Interacción temperatura-humedad-tiempo de incubación

El cambio climático se supone, tal como se indicó ya en la Introducción de esta Tesis, que modificará tanto el régimen de temperaturas como la distribución de las precipitaciones, lo que evidentemente repercutirá en el régimen térmico e hídrico de los suelos y consecuentemente, tal como se acaba de ver en los puntos anteriores, dichos cambios influirán con diferente intensidad en la emisión de CO₂ por los suelos. Por tanto, es necesario disponer de modelos de variación de la emisión de CO₂ en función de la temperatura y humedad edáfica, con el fin de poder predecir en qué medida los cambios en estos componentes del clima actuarán sobre la actividad microbiana del suelo. Soluciones a este problema se han dado desde diversos puntos de vista: bien aplicando modelos más o menos complejos, que exigen la decisión de considerar funciones específicas para los efectos de la temperatura y humedad, bien mediante aproximaciones más o menos empíricas en las que datos de emisión (bien determinados en condiciones de campo, esto es, como flujos de gases, o bien en condiciones de laboratorio) se intentan expresar en base a una función matemática que tenga en cuenta los diferentes parámetros climáticos y, en su caso, sus variaciones a lo largo del tiempo.

Esta segunda aproximación es la que se ha seguido en este trabajo y plantea como principal dificultad el considerar de qué manera matemática deben ser expresados los parámetros que afectan a las variables climáticas. Tal como se ha indicado anteriormente, en la bibliografía se citan muchas aproximaciones. La norma general es la de intentar que la temperatura aparezca asociada a una función exponencial, lo que es lógico ya que normalmente la dependencia de la actividad biológica de la temperatura sigue una función de este tipo. No hay acuerdo general para la función de la humedad, aunque normalmente se acepta una dependencia lineal, al menos para el intervalo de humedades medias del suelo, que no están ni demasiado cercanas a capacidad de campo ni demasiado próximas al punto de marchitez. Mientras que en experiencias de campo los flujos de emisión determinados diariamente se asocian a las condiciones climáticas existentes en el suelo en el momento de la determinación, en las experiencias de laboratorio la persistencia de condiciones constantes a lo largo del tiempo implica que tenga que intervenir, además, un

factor de duración, esto es, un factor multiplicativo, no existiendo tampoco consenso en cómo expresarlo.

Para algunos autores (Honeycutt et al., 1988; Honeycutt, 1994), la solución pasa por el empleo de unidades térmicas (esto es grados día), aplicando conceptos ecológicos derivados de la regla de la integral térmica inicialmente descrita por Lehenbauer (1914) y actualizada a partir de los trabajos de Gilmore y Rogers (1958). Tal como indica Honeycutt (1994), las unidades de tipo térmico presentan la ventaja de que no consideran una noción preconcebida del proceso de mineralización, no asumen un valor de Q_{10} previamente definido y en, general, son de fácil uso con lo que es posible familiarizarse con su empleo. Por otra parte, se consideran desventajas las que suponen una relación de tipo empírico y que es difícil trasladar su empleo desde condiciones de laboratorio a condiciones de campo.

Tal como se ha indicado en la sección de Resultados, en este trabajo se ha optado por buscar modelos matemáticos que permitieran expresar la respiración edáfica en función de las condiciones de temperatura, humedad y duración de la incubación, variables maestras en la experiencia diseñada. Aunque inicialmente se pensó en utilizar formulaciones que considerasen funciones exponenciales para la temperatura, se comprobó que cuando se utilizaban todos los datos temporales la significación estadística de las relaciones disminuía fuertemente. El hecho de que con los datos para cada tiempo de incubación se hayan obtenido relaciones exponenciales con la temperatura con muy elevada significación estadística y el que ésta se pierda cuando se utiliza el total de los datos, da importancia a la necesidad de tener, en cuenta la variable tiempo. Por otra parte, no hay apenas información sobre cómo la duración de la incubación pueda afectar al efecto de la humedad edáfica, lo que exige tener en cuenta estas posibles interacciones.

Por todo ello, se pensó en buscar una expresión matemática que relacionara la emisión de CO₂ con la temperatura, humedad y duración y sus respectivas interacciones. El primer problema lo plantea el considerar qué exponentes deben usarse para esas variables. Aunque en la bibliografía se indican modelos en los que las variables aparecen afectadas por exponentes cúbicos, esta posibilidad pareció excesivamente complicada y se optó por utilizar como máximo exponentes cuadrados, similarmente a como los han utilizado otros investigadores en experiencias de laboratorio (Doran et al., 1991; Howard y Howard, 1993). De todas maneras, el uso de tres variables, exponentes cuadrados y la consideración de las interacciones genera una ecuación de hasta 9 variables:

$$R = z + a_1T^2 + a_2T + a_3H^2 + a_4H + a_5D^2 + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$$

En los tres suelos la ecuación ha sido capaz de explicar una proporción muy elevada de la varianza (98% para el suelo Robledal, 92% para el suelo Prado y 96% para el suelo Cultivo-patata), por lo que podría considerarse como un excelente modelo para poder predecir la emisión de CO₂ de los suelos gallegos.

El análisis estadístico de las ecuaciones obtenidas para cada uno de los suelos pone de manifiesto que varias de las variables podrían suprimirse sin que disminuya apreciablemente la explicación estadística. Los criterios de eliminación de esas variables serían, básicamente, el que no rechacen la hipótesis cero o el que sean escasamente significativas.

La simplificación de la función anterior conduce hacia una expresión similar en los tres suelos:

$$R = z + a_1T^2 + a_2T + a_4H + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$$

Se trata de una función en la que han desaparecido los términos de humedad y días elevados al cuadrado. La anterior ecuación sigue explicando el 98% de la varianza para el suelo Robledal, el 91% para el suelo Prado y el 96% para el suelo Cultivo-patata. Los coeficientes obtenidos para los tres suelos se muestran en la tabla 6.8.

Tabla 6.8.- Valores de los coeficientes obtenidos para la función $R = z + a_1T^2 + a_2T + a_4H + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$, para los tres suelos.

Suelo	z	a_1	a_2	a_4	a_6	a_7	a_8	a_9
Robledal	252,279	0,469	-22,419	-1,181	-13,797	0,900	0,091	0,062
Prado	451,088	1,164	-50,937	-0,108	-13,936	1,026	0,079	0,050
Patata	168,751	0,270	-14,221	-0,734	-8,025	0,509	0,043	0,030

Puede apreciarse que los coeficientes para cada variable presentan el mismo signo para los tres suelos, siendo negativos los correspondientes a la duración de la experiencia (D), temperatura (T) y humedad (H) y siendo compensado ese efecto negativo bien por el signo positivo de los términos cuadrados o bien por el de las interacciones entre las diferentes variables. En general, el suelo Prado (a excepción del coeficiente a_4 que afecta a la humedad) tiende a presentar los valores más elevados de todos los coeficientes, en especial del término independiente, lo que reflejaría su mayor contenido en carbono lábil inmediatamente mineralizable.

Por su parte, el suelo Cultivo-patata es el que tiende a presentar los valores menores de todos los coeficientes, tanto en lo que respecta al término independiente como a los que afectan a todas las variables. En principio, este diferente comportamiento parece estar de acuerdo con los valores de emisión discutidos en su momento: superiores en toda ocasión para el suelo Prado e inferiores en el suelo Cultivo-patata en relación al suelo Robledal.

Si en vez de considerar valores absolutos de emisión se considera la emisión por unidad de carbono total del suelo se mantienen las mismas ecuaciones y significación, como es lógico, pero los valores de los coeficientes se ven afectados. En este caso, esos valores serían los que se muestran en la tabla 6.9.

Tabla 6.9.- Valores de los coeficientes obtenidos con la ecuación $R = z + a_1T^2 + a_2T + a_4H + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$, para los tres suelos, cuando la emisión se considera por unidad de carbono total del suelo.

Suelo	z	a_1	a_2	a_4	a_6	a_7	a_8	a_9
Robledal	28,603	0,053	-2,546	-0,134	-1,564	0,102	0,010	0,007
Prado	54,610	0,141	-6,167	-0,013	-1,687	0,124	0,009	0,006
Patata	32,328	0,052	-2,724	-0,141	-1,537	0,097	0,008	0,006

Destaca de esta manera el hecho de que los suelos Robledal y Cultivo-patata ofrezcan, prácticamente, los mismos valores (expresados por unidad de C) para todos los coeficientes y que el término independiente sea ligeramente superior en el suelo Cultivo-patata que en el suelo Robledal; es decir, por cada unidad de carbono del suelo hay ligeramente más carbono con capacidad de ser inmediatamente metabolizado en el suelo Cultivo-patata que en el suelo Robledal. Por su parte el suelo Prado, aunque presenta muchos de sus coeficientes similares a los de los otros dos suelos (sobre todo los que afectan a la interacción entre dos variables), destaca por presentar un alto valor de C mineralizable por unidad de C, por los mayores valores de los coeficientes a_1 y a_2 (que en ambos casos afectan a la temperatura) y por el menor valor del coeficiente a_4 , que afecta a la humedad. Estas diferencias reflejan lo que ya se había apreciado en este suelo al estudiar aisladamente la influencia de cada variable.

A pesar de estas diferencias destaca el hecho de que en los tres suelos, independientemente de su historia y de su diferente contenido en materia orgánica, la estructura de la ecuación sea similar. Tal circunstancia podría estar poniendo de manifiesto que la actividad microbiana es fuertemente dependiente de las condiciones meso-climáticas y sólo en el caso de aquellos suelos que reciben fuertes entradas de productos orgánicos como fertilizantes de naturaleza muy diferente a la de los restos vegetales que llegan al suelo (como son los purines usados en la fertilización de los prados) se vería esta actividad ligeramente modificada, sobre todo, como consecuencia de la diferente sensibilidad a la temperatura que tienen esos productos frente a los restos orgánicos propios del suelo. Esa misma similitud en el comportamiento de suelos bajo diferente uso ha sido observada recientemente cuando se intenta determinar la modificación del equilibrio bioquímico (Leirós et al., 1999) en suelos gallegos bajo diferentes usos a través de la determinación del coeficiente metabólico qCO_2 , parámetro que es incapaz de reflejar diferencias de comportamiento de suelos sometidos a diferentes historias de uso (Trasar-Cepeda et al., 2008a).

6.1.1.5. Simulación del cambio climático sobre la emisión de CO_2 por los suelos gallegos

La posibilidad de estimar con elevada fiabilidad estadística la emisión de CO_2 en función de la temperatura, humedad del suelo y tiempo de incubación permite hacer, aunque lógicamente sólo de forma muy aproximada, alguna predicción sobre lo que podría suponer un acontecimiento de cambio climático sobre la emisión de CO_2 por los suelos gallegos.

Para ello es necesario fijar en primer lugar las condiciones de partida. Se ha considerado una temperatura media de 12 °C (valor medio para la zona central de Galicia), una humedad edáfica equivalente al 60% de la capacidad de campo (media de valores de humedad de la capa superficial del suelo en condiciones de campo, obtenidos a lo largo de un período de tres años de estudio, Guntiñas et al., 2007) y un período de un año. Bajo estas condiciones, la emisión en el suelo Robledal representaría 97 mg de CO₂ por g de C, 129 mg en el caso del suelo Prado y 42 mg en el caso del suelo Cultivo-patata, reflejando, tal y como se indicó antes, la mayor labilidad de la materia orgánica de los suelos pratenses frente a la de los suelos forestales y cultivados.

Si se consideran los valores medios de C de suelos forestales, pratenses y de cultivo de los suelos gallegos (Trasar-Cepeda et al., 2008a), así como la extensión que ocupan (Anuario de Estadística Agraria, 2003), la densidad aparente de la capa superficial y una profundidad del suelo de 10 cm, la emisión a lo largo de un año desde los suelos gallegos sería la siguiente (Tabla 6.10):

Tabla 6.10.- Emisiones de CO₂ para los suelos gallegos bajo diferentes usos por gramo de C con arreglo a su extensión, densidad aparente de la capa superficial y para 10 cm de profundidad estimadas según la función $R = z + a_1T^2 + a_2T + a_4H + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ y expresadas en porcentajes.

Uso	CO ₂ emitido (Tm)	%
Cultivos herbáceos.....	358.190,175	4,5
Cultivos leñosos	37.962,103	0,5
Prados y pastos	1.216.616,607	15,4
Caducifolias.....	1.574.248,389	19,9
Eucaliptos.....	904.141,412	11,4
Pinares	1.541.890,922	19,5
Matorral	2.273.791,994	28,8
Total.....	7.906.841,602	100,0

La cantidad total que representa la respiración del suelo es similar a la cantidad de CO₂ que el Ministerio de Medio Ambiente preveía que emitiera durante 2.007 la central térmica de As Pontes. A pesar de las incertidumbres que pueden suponer los cálculos (no tener en cuenta la influencia de las capas de fôrna, considerar un valor medio anual en vez de considerar estimaciones estacionales, suponer constantes la temperatura y humedad para todos los suelos de Galicia y tener en cuenta únicamente una profundidad de emisión de 10 cm, entre otros) pueden tomarse como una referencia de partida, ya que hasta el momento no hay estimaciones sobre lo que representa el CO₂ emitido desde los suelos gallegos. En esa estimación destaca, además, la importancia que tendrían, debido a la gran extensión que ocupan, los terrenos de matorral como una fuente de CO₂. Hay que tener en cuenta, además que sólo se está haciendo una evaluación de lo que generaría la respiración del suelo sin tener en cuenta ni la respiración de las raíces ni, por supuesto, el efecto contrario, esto es, la fijación del CO₂ atmosférico por la vegetación.

La influencia del cambio climático se puede modelar según la ecuación $R = z + a_1T^2 + a_2T + a_4H + a_6D + a_7DT + a_8DH + a_9TH$ considerando diferentes escenarios. El más sencillo es tener en cuenta, simplemente, un incremento de la temperatura sin modificación de la humedad edáfica. Si se considera un incremento de la temperatura de 2 °C la emisión anual pasaría a ser de 173 para el suelo Robledal, 215 para el suelo Prado y 110 para el suelo Cultivo-patata, es decir, el incremento de temperatura sin modificación de la humedad provocaría en los suelos forestales una emisión del 178% en relación a la considerada inicialmente, en los suelos de prado del 167% y en los de cultivo del 262%.

Si el incremento de temperatura llevara aparejada una sequía que hiciera que, por término medio, la humedad del suelo durante el año sólo fuera el 40% de la capacidad de campo, las emisiones para los suelos Robledal, Prado y Cultivo-patata serían respectivamente de 98, 148 y 53 mg de CO₂ por g de C, esto es, el 101, 115 y 126% de la considerada inicialmente. En otras palabras, la sequía paliaría el efecto de incremento de la temperatura sobre la emisión. Por el contrario, si el aumento de temperatura va acompañado de condiciones más húmedas (se ha considerado que por término medio la humedad edáfica represente a lo largo del año el 80% de la capacidad de campo) la emisión por unidad de carbono edáfico pasaría a ser de 212, 282 y 168 mg de CO₂ por g de C, respectivamente para los suelos de robledal, prado y cultivo, esto es, el 219%, 218% y 400% de la inicialmente considerada. A efectos de toda la superficie gallega significaría que el incremento de temperatura acompañado de sequía apenas modificaría la emisión actual (100,9%), el incremento de temperatura sin modificación de la humedad edáfica representaría una emisión correspondiente al 170% de la considerada actualmente y el incremento de temperatura y humedad generaría una emisión equivalente al 238% de la considerada en las condiciones de partida. En la tabla 6.11 se indican las cantidades que emitirían las tierras dedicadas a los diferentes usos, así como el porcentaje de emisión que les correspondería bajo las nuevas condiciones climáticas. Mientras que la participación porcentual de las zonas forestales y de matorral apenas se ve modificada por el cambio climático, el incremento de temperatura y las condiciones de sequía incrementaría la participación en la emisión total de los prados, mientras que el incremento de temperatura acompañado tanto de no modificación como de incremento de la humedad, disminuiría la importancia porcentual de la emisión de los prados, tanto más cuanto mayor fuera el incremento de la humedad. En cuanto a los cultivos, cualquier modificación climática que lleve a un incremento de la temperatura incrementará la importancia porcentual de la emisión de los suelos dedicados a este tipo de uso, sobre todo si se incrementan las condiciones de humedad.

Tabla 6.11.- Valores estimados de CO₂ (Tm año⁻¹) para los suelos de diferente uso en Galicia, considerando una temperatura media de 14 °C (+2 °C a la media actual) y condiciones de humedad del 40% de la capacidad de campo (más secas que las actuales), 60% de la capacidad de campo (similares a las actuales) 80% de la capacidad de campo (más húmedas que las actuales) y porcentaje de la emisión total que supondría.

	40% c.c.		60% c.c.		80% c.c.	
	Tm·año ⁻¹	%	Tm·año ⁻¹	%	Tm·año ⁻¹	%
Cultivos herbáceos .	380.532,194	4,8	753.759,782	5,6	1.126.987,370	6,00
Cultivos leñosos	40.329,979	0,5	79.885,793	0,6	119.441,607	0,6
Prados y pastos	1.343.043,148	16,8	1.955.841,870	14,5	2.568.626,694	13,6
Caducifolias	1.554.030,637	19,5	2.666.341,404	19,8	3.778.743,380	20,0
Eucaliptos.....	892.529,708	11,2	1.531.365,508	11,4	2.170.253,691	11,5
Pinares.....	1.522.088,873	19,1	2.611.536,804	19,4	3.701.074,211	19,7
Matorral.....	2.244.590,147	28,1	3.851.174,811	28,7	5.357.891,212	28,6
Total.....	7.977.144,686	100,0	13.449.905,970	100,0	18.823.018,170	100,0

6.1.1.6. Información proporcionada por otras aproximaciones

Dado que a pesar de las simplificaciones realizadas, los modelos de emisión continúan teniendo muchas variables se intentaron buscar aproximaciones más sencillas que permitieran una similar estimación de los coeficientes. Estos modelos se han mostrado con estructura diferente para los tres suelos por lo que su aplicabilidad sería muy limitada, aunque en el caso del suelo de cultivo, se podrían conseguir buenas estimaciones de la emisión utilizando un modelo en el que únicamente interviniesen como variables la duración de la incubación, el producto días por humedad y el producto días por temperatura, simplificando enormemente la expresión.

Por otra parte, modelos más sencillos y similares a los utilizados en experiencias de campo, en las que la influencia del clima sobre el flujo de CO₂ se pudo modelar usando un factor climático que representa el producto de la integral térmica por un factor derivado de la humedad edáfica (Gutiérrez et al., 2007), también fueron probados. A este fin se incluyó en las ecuaciones una nueva variable que fuese el producto de la duración de la incubación por la humedad y por la temperatura. Las distintas ecuaciones obtenidas, bien considerando únicamente esta variable o bien, acompañadas de las variables independientes aisladas, aunque proporcionan buenos ajustes sin embargo genera elevados valores residuales y una fuerte dispersión de los valores predichos, lo que lleva a considerarlos como no idóneos, a pesar de su evidente simplicidad.

6.1.2. Dinámica del nitrógeno inorgánico

6.1.2.1. Mineralización neta del nitrógeno

6.1.2.1.1. Aspectos generales

Tal como se ha descrito de forma exhaustiva en la parte de resultados, los datos referentes a la mineralización del nitrógeno se muestran como extremadamente complejos, al menos para poder interpretar directamente la influencia de las modificaciones de la temperatura y la humedad sobre el nitrógeno inorgánico. Es un poco llamativa esta conclusión obtenida de la descripción de los resultados ya que, en general, se puede apreciar que hay un claro incremento de las cantidades de nitrógeno inorgánico mineralizado tanto a medida que aumenta el tiempo de incubación como a medida que aumenta la temperatura o la humedad del suelo (siempre refiriéndonos a humedades iguales o inferiores a la de capacidad de campo), lo que hace presuponer algún tipo de relación directa entre mineralización y temperatura o entre mineralización y humedad.

A pesar de lo anterior, y en lo que respecta a la dependencia de la temperatura, únicamente en el suelo Robledal se han obtenido ajustes significativos para la ecuación de Van't Hoff, mientras que los ajustes a esta ecuación son muy malos o incluso nulos para los datos obtenidos para el suelo Prado o el suelo Cultivo-patata. Incluso en el suelo bajo la vegetación *climax*, el comportamiento de Q_{10} es extraño, ya que la sensibilidad a la temperatura disminuye con el tiempo de incubación hasta el día décimo para luego incrementarse ligeramente, aunque termina haciéndose constante al final de la incubación (ver Resultados). Este comportamiento contrasta con el observado para los valores de Q_{10} obtenidos durante el estudio de la emisión de CO_2 , en donde a lo largo de la incubación se observaba una disminución progresiva de este parámetro. Hay diversas razones que pueden explicar este diferente comportamiento. Por un lado, el menor número de observaciones temporales de la dinámica del nitrógeno en relación a la emisión de CO_2 , lo que no permite hacer un seguimiento pormenorizado de lo que ocurre con las formas de dicho elemento durante la incubación. Por otro lado, la complejidad del ciclo del nitrógeno en el que no sólo están implicadas diferentes formas (amonio, nitrito, nitratos, formas gaseosas) sino también el hecho de que junto a los procesos que incrementan el nitrógeno inorgánico se producen procesos que lo inmovilizan, esto es, que lo eliminan del *pool* de formas extraíbles. Además, hay que tener en cuenta que una gran parte del nitrógeno presente en el suelo no puede participar, debido a su alta estabilidad, en los procesos normales de mineralización. Todos estos factores contribuyen a que el estudio directo de los datos procedentes de la incubación sea cuando menos farragoso y poco conclusivo.

6.1.2.1.2. Evaluación del nitrógeno potencialmente mineralizable

Un primer aspecto a considerar para poder realizar una correcta evaluación de los resultados es la estimación del *pool* de nitrógeno mineralizable, estimación que permitiría que los datos de los diferentes suelos fuesen comparables. Este problema suele resolverse

haciendo uso del denominado modelo de Stanford y Smith (1972), que considera una cinética de mineralización para el nitrógeno de primer orden. Generalmente, en experiencias de incubación en condiciones controladas, y cuando la duración de la misma lo permite, se suelen considerar modelos de dos compartimentos que suponen la existencia de un *pool* de nitrógeno mineralizable más lábil y otro más recalcitrante (Heumann y Böttcher, 2004a), similarmente a como se ha hecho para el carbono. Sin embargo, en esta experiencia el número de determinaciones del nitrógeno inorgánico realizadas a lo largo de los 42 días de incubación (sólo a los 3, 10, 24 y 42 días) no permite el cálculo de los parámetros de una ecuación bi-compartimental, parámetros que serían los valores correspondientes de nitrógeno mineralizable para el compartimento lábil y para el compartimento recalcitrante y los valores de las constantes de mineralización que afectan a cada uno de esos compartimentos. Por ello, se ha optado (a pesar del mal resultado que dio su uso para la discusión de los datos de emisión de CO₂) por utilizar un modelo monocompartmental. Pese a su mayor simplicidad, este modelo permite, una vez calculado el valor de N potencialmente mineralizable, obtener para cada valor de nitrógeno mineralizado el correspondiente valor de velocidad de mineralización que, al ser dependiente únicamente del tiempo de incubación, facilita la comparación entre suelos y entre diferentes condiciones de incubación.

La ecuación que se utiliza generalmente en el modelo monocompartmental es la siguiente:

$$N_{\text{mineralizado}} = N_{\text{min}} (1 - \exp(-k) \cdot \text{tiempo})$$

en la que ***N_{min}*** representa el valor de N potencialmente mineralizable (que se expresa como mg de N kg⁻¹ de suelo) y ***k*** la constante de mineralización, que al estar expresado el tiempo en días tendrá dimensiones de días⁻¹.

La obtención de los parámetros para cada uno de los suelos se realizó en dos fases, tal como señalan diferentes investigadores que debe hacerse. Por un lado, para las condiciones más extremas de la incubación (temperaturas de 30 y 35 °C y humedades del 80 o 100% de la capacidad de campo) se estimó mediante correlación no lineal un valor de ***N_{min}*** y, a partir del mismo, mediante sucesivas iteraciones se fue refinando la aproximación. Este valor se utilizó, posteriormente, en cada una de las situaciones de incubación para poder estimar los correspondientes valores de velocidad de mineralización.

De esta manera, los valores de ***N_{min}*** obtenidos para los tres suelos han sido los siguientes:

Robledal	Prado	Cultivo-patata
34,7 mg N kg ⁻¹	40,0 mg N kg ⁻¹	16,7 mg N kg ⁻¹

Se puede apreciar que para los suelos Robledal y Prado el valor de este *pool* es sensiblemente superior al correspondiente al suelo Cultivo-patata y que el suelo Prado es,

de los tres suelos estudiados, el que presenta una mayor cantidad de nitrógeno potencialmente mineralizable, al menos bajo las condiciones de la incubación. Si se considera este valor en relación al C total del suelo se sigue manteniendo el mismo orden: el suelo Prado es el más enriquecido en nitrógeno lábil por unidad de carbono total (4,84 mg de N g⁻¹ C), le sigue el suelo Robledal (3,93) y, finalmente, el suelo Cultivo-patata (3,20 mg de N g⁻¹ C).

6.1.2.1.3. Velocidades de mineralización

En la tabla 6.12 se indican los valores de las velocidades de mineralización obtenidas, aplicando la ecuación antes indicada, para todas aquellas condiciones en las que los datos experimentales explican, al menos, el 80% de la varianza a lo largo de la incubación.

Para el suelo Robledal, y para el nitrógeno total inorgánico, la cinética de primer orden monocompartimental se verifica en todas las condiciones de incubación, independientemente de la temperatura y humedad del suelo, aunque los mejores ajustes de los datos experimentales se consiguen para temperaturas superiores a 15 °C. Los valores de *k* oscilan entre 0,001783 día⁻¹ hasta 0,040823 día⁻¹ (Tabla 6.12). Es decir, dentro del rango de condiciones de trabajo, se obtienen velocidades que llegan a ser más de 20 veces superiores a la inferior obtenida. A pesar de este amplio rango de valores, los valores encontrados entran dentro del rango citado por otros investigadores en experiencias similares. Así, Heumann y Böttner (2004a) encuentran valores sensiblemente similares a estos para el valor de *k* del compartimento más lábil en los suelos por ellos estudiados (suelos arenosos del NW de Alemania). Igualmente, estudios anteriores (Stanford et al., 1973; Campbell et al., 1981, 1984) han proporcionado coeficientes de mineralización similares a los obtenidos para el suelo Robledal aquí estudiado y que se consideran típicos de la cinética de mineralización de la mezcla de residuos frescos y de materia orgánica más estabilizada (Heumann y Böttner, 2004a). Una visión rápida sobre los datos obtenidos para el suelo Robledal pone de manifiesto un claro incremento de la velocidad de mineralización con el incremento de la temperatura y un menos claro, pero también evidente, incremento de este mismo parámetro con el incremento de la humedad del suelo, similarmente a lo que se había observado para la emisión de CO₂.

Para el suelo Prado (Tabla 6.12) la situación es diferente. Por un lado, los datos experimentales no se ajustan al modelo monocompartimental ni a las temperaturas inferiores consideradas (10 y 15 °C) ni, en la mayoría de las ocasiones, a las temperaturas más elevadas (30 y 35 °C) y sólo en el rango de temperaturas intermedias la bondad de los ajustes puede considerarse como satisfactoria. Los valores de las constantes son del rango de las obtenidas para el suelo Robledal y, aunque se aprecia el incremento de las mismas a medida que se incrementa la temperatura, la modificación de la humedad no parece influir demasiado sobre la velocidad del proceso de mineralización.

Tabla 6.12.- Ajustes de los valores de mineralización neta de nitrógeno a la ecuación $N_{\text{mineralizado}} = N_{\text{min}} (1 - e^{(-k)t})$. Velocidades de mineralización k (días⁻¹).

Robledal							
H%c.c.		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
39	r^2	0,91	0,76	0,95	0,88	0,86	0,94
	k	0,0019	0,0020	0,0026	0,0075	0,0193	0,0245
65	r^2	0,82	0,86	0,96	0,95	0,92	0,97
	k	0,0058	0,0049	0,0053	0,0074	0,0232	0,0326
80	r^2	0,90	0,87	0,98	0,99	0,94	0,97
	k	0,0067	0,0072	0,0072	0,0190	0,0243	0,0357
100	r^2	0,86	0,91	0,99	0,96	0,98	0,96
	k	0,0063	0,0091	0,0078	0,0212	0,0310	0,0408

Prado							
H%c.c.		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
40	r^2	0,74	0,74	0,96	...
	k	0,0033	0,0082	0,0183	...
65	r^2	0,97	0,91	0,997	0,93
	k	0,0078	0,0103	0,0187	0,0314
80	r^2	0,95	0,97
	k	0,0099	0,0092
100	r^2	0,91	0,97	...	0,95
	k	0,0093	0,0098	...	0,0240

Cultivo-patata							
H%c.c.		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
60	r^2	0,70	...	0,70	0,95	0,88	0,72
	k	0,0040	...	0,0062	0,0120	0,0160	0,0355
80	r^2	0,81	...	0,90	0,98	...	0,90
	k	0,0054	...	0,0076	0,0169	...	0,0278
100	r^2	0,72	...	0,88	0,98	0,80	0,86
	k	0,0064	...	0,0075	0,0147	0,0207	0,0333

No está clara la razón por la que no hay un buen ajuste de los datos a las bajas temperaturas, aunque posiblemente influya en ello el hecho de que a dichas temperaturas hay tendencia a la inmovilización del nitrógeno, lo que genera valores negativos de mineralización, haciendo que muchos datos experimentales no puedan utilizarse en los ajustes. Por otra parte, los malos ajustes a temperaturas elevadas pueden deberse a que en esas condiciones se hubieran desarrollado procesos que generan la pérdida, bajo formas gaseosas, de parte del nitrógeno mineralizado.

En el suelo Cultivo-patata el modelo monocompartimental presenta buenos ajustes a los datos experimentales para todas las condiciones de incubación, excepto para la temperatura de 15 °C (Tabla 6.12). Los valores de las constantes son del orden de las encontradas para los otros dos suelos y la tendencia de variación con la temperatura es la esperada: incremento claro del valor de este parámetro a medida que aumenta la temperatura de incubación. No obstante, la variación con la humedad no es tan clara, aunque se observa un incremento de los parámetros hasta la humedad del 80% y luego un descenso cuando se considera la humedad del 100% de capacidad de campo.

En definitiva, en los tres suelos, e independientemente de sus contenidos en materia orgánica, tamaño del *pool* de nitrógeno mineralizable y, por lo tanto, independientemente de su historia de uso, la mineralización del nitrógeno transcurre de forma similar y a velocidades remarcablemente parecidas. El proceso de mineralización, tal como se desprende al menos de los datos hasta aquí utilizados, parece estar dominado básicamente por las condiciones de temperatura y humedad. Aunque un factor importante en la cinética de mineralización debiera ser la calidad del material que se mineraliza (Nicolardot et al., 1994), tal factor no parece tener influencia clave en los suelos aquí estudiados, aunque habría que presuponer que la diferente historia agrícola de los mismos debería haber provocado cambios importantes en la composición de esa fracción mineralizable. Hay que hacer notar también que en ningún momento de la experiencia se apreció un agotamiento del sustrato mineralizable.

6.1.2.2. Influencia de la temperatura sobre la mineralización neta del nitrógeno

Para los tres suelos, las variaciones de k (dentro del rango de temperaturas entre 10 y 20 °C) son, normalmente, muy pequeñas observándose un fuerte incremento de los valores de la constante a temperaturas superiores de 20 °C y, sobre todo, cuando se consideran temperaturas de 30 ó 35 °C. Este tipo de variación de las constantes de mineralización con la temperatura es el típico de las constantes que afectan a *pools* fácilmente mineralizables de nitrógeno. Este intenso incremento de la velocidad de mineralización, patente sobre todo en el intervalo entre 25 y 35 °C, se interpreta como ocasionado por el agotamiento rápido de la materia orgánica más fácilmente mineralizable (Heumann y Böttcher, 2004a), mecanismo que se produciría tanto en los horizontes minerales como en las capas de *föna* (Pöhhacker y Zech, 1995). También sería factible que ese rápido agotamiento de las formas orgánicas más lábiles fuese explicado por la acción de las temperaturas relativamente elevadas, que podrían producir una despolimerización de la materia orgánica que facilitase su ataque microbiano (Joergensen, 1990). Incluso se ha argüido que la despolimerización anterior sería a su vez realizada por el incremento de actividad de los microorganismos, como reacción al estrés generado por la temperatura (Pöhhacker y Zech, 1995). Por otra parte, Heumann y Böttcher (2004a) consideran que los microorganismos del suelo no sólo descomponen la materia orgánica sino también los productos de desecho que generan estos mismos microorganismos, así como los residuos de descomposición producidos en ataques más rápidos. A altas temperaturas estos productos podrían ser más recalcitrantes que el material producido a

temperaturas inferiores, ya que los organismos que generan descomposiciones rápidas de la materia orgánica trabajan más rápido a 35 °C y el metabolismo microbiano podría ser diferente (Dalias, 2001). En estudios de mineralización del nitrógeno se ha observado esta misma pauta de comportamiento (Pal et al., 1975). Así, en diferentes experimentos se ha visto que la mineralización neta del nitrógeno procedente de paja marcada con radioisótopos era superior a 37 °C que a 7 ó a 22 °C.

Aunque en los estudios de la mineralización del nitrógeno edáfico se han utilizado diferentes formulaciones matemáticas para conocer la dependencia del proceso de mineralización de la temperatura (formulaciones ya indicadas exhaustivamente en la parte correspondiente a la introducción de esta Tesis), normalmente se acepta que la mejor formulación es considerar una relación exponencial que permita el cálculo de Q_{10} (Stanford et al., 1973; Campbell et al., 1984; Nordmeyer y Richter, 1985). Por ello, los valores obtenidos de la constante de mineralización se ajustaron, para cada nivel de humedad, a la ecuación:

$$K_{min} = a \cdot \exp^{(b \cdot \text{temperatura})}$$

de manera que Q_{10} se puede derivar a través del cálculo siguiente:

$$Q_{10} = e^{10b}$$

expresión que, evidentemente, supone que el valor de Q_{10} es constante a lo largo de todo el intervalo de temperaturas considerado.

En la tabla 6.13 se muestran los valores de la varianza explicada y el valor deducido de Q_{10} para cada uno de los suelos y nivel de humedad considerado. Se puede apreciar como en todos los casos, a excepción de uno de los valores de humedad del prado, la relación entre constantes y temperaturas cumple la ecuación considerada y permite, por tanto, calcular con fiabilidad el coeficiente de sensibilidad del proceso a la temperatura. Los valores son sensiblemente similares para los tres suelos y muy próximos al considerado normal fisiológico de 2, sobre todo cuando las condiciones de humedad se acercan a las que se consideran como óptimas para la actividad microbiana. Únicamente es destacable el relativamente elevado valor obtenido para las condiciones de menos humedad del suelo Prado, aunque posiblemente el elevado valor obtenido sea consecuencia del menor número de puntos utilizados en el ajuste, ya que no fue posible calcular la velocidad de mineralización para la temperatura de 35 °C. Si consideramos un mismo nivel de humedad para los tres suelos se puede apreciar como el suelo que es siempre más sensible a la modificación de la temperatura es el Cultivo-patata y el menos sensible a los cambios de temperatura el suelo Prado, aunque con diferencias muy escasas en relación al suelo Robledal. Los valores obtenidos de Q_{10} son similares a los obtenidos en otros estudios (Kladivko y Keeney, 1987; de Neve et al., 1996; Paul et al 2003; Rodrigo et al., 2007).

Tabla 6.13.- Valores de la varianza explicada y del valor deducido de Q_{10} para cada uno de los suelos y nivel de humedad considerado.

Suelo	%Hc.c.	r^2	b	Q_{10}
Robledal.....	39	0,93	0,1199	3,32
	65	0,90	0,1057	2,88
	80	0,98	0,0702	2,02
	100	0,99	0,0771	2,16
Prado.....	40	0,99	0,1641	5,16
	65	0,99	0,1018	2,77
	80no ajustable		
	100	0,97	0,0736	2,09
Cultivo-patata	60	0,97	0,1185	3,27
	80	0,96	0,0677	1,97
	100	0,98	0,0847	2,33

A pesar de los buenos ajustes obtenidos entre K_{min} y temperatura en la ecuación anterior, el fuerte incremento que sufre la velocidad de mineralización a las temperaturas mayores ensayadas sugiere que la relación entre mineralización y temperatura pudiera ser diferente a la predicha bajo una regla de Q_{10} constante. Este mismo incremento de la mineralización a las temperaturas más elevadas ha sido citado por otros autores (Rodrigo et al., 1997) que proponen el uso de la ecuación de Arrhenius considerando la utilización de una temperatura de referencia que serviría para comparar las variaciones de la velocidad con otras temperaturas. Si se sigue esta opción, se podrían calcular los valores de Q_{10} para diferentes temperaturas utilizando la expresión:

$$Q_{10}^{[(T-TI)/10]} = k / k_I$$

en la que T es un valor de temperatura, TI , la temperatura considerada como óptima (20 °C en nuestro caso, ya que a la temperatura de 15 °C no ha sido posible estimar las velocidades de mineralización de forma correcta), k la velocidad de mineralización a la temperatura T y k_I la velocidad de mineralización a la temperatura óptima.

En la tabla 6.14 se expresan los valores de Q_{10} así calculados para las diferentes condiciones de incubación. Se puede apreciar, al menos en los suelos Robledal y Cultivo-patata (aquellos suelos en lo que ha sido posible calcular un mayor número de valores de Q_{10}) cómo en general la mayor sensibilidad a la temperatura se produce para la temperatura de 25 °C. A temperaturas inferiores la sensibilidad decrece fuertemente y a temperaturas superiores la disminución es más ligera. Además, hay que destacar que la menor sensibilidad a la temperatura la suele presentar el suelo Cultivo-patata. El suelo Prado sigue un comportamiento diferente y, aunque la escasez de valores no permite sacar conclusiones muy globales, parece que en este suelo la sensibilidad a la mineralización se incrementa con la temperatura. Los datos bibliográficos muestran, ya desde las experiencias de Stanford et al. (1973), que no existen tendencias consistentes para la evolución de Q_{10} con la temperatura, aunque los comportamientos más corrientes suelen

ser aquellos en los que la sensibilidad disminuye con la temperatura (Ross y Bridger, 1978; Kladvko y Keeney, 1987; de Neve et al., 1996), similarmente al comportamiento mostrado por los suelos Robledal y Cultivo-patata. El comportamiento mostrado por el suelo Prado puede ser consecuencia del diferente tipo de materia orgánica mineralizable, posiblemente afectada por la fertilización orgánica que suelen tener este tipo de suelos. En otras palabras, ese diferente comportamiento podría estar reflejando un cambio en la calidad de la materia orgánica.

Tabla 6.14.- Valores de Q_{10} para las diferentes condiciones de incubación calculados a partir de la ecuación $Q_{10}^{[(T-T1)/10]} = k / k_1$.

Suelos	%Hc.c	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
Robledal	39	1,47	1,77	...	8,14	7,37	4,44
	65	...	1,17	...	1,95	4,78	3,35
	80	1,08	6,96	3,37	2,88
	100	1,25	7,32	3,41	2,72
Prado	40	6,08	5,45	...
	65	1,65	2,34	2,49
	80
	100	1,14	...	1,88
Cultivo-patata	60	1.54	3,74	2,56	3,19
	80	1.40	4,95	...	2,37
	100	1.17	3,84	2,76	2,70

6.1.2.3. Influencia de la humedad sobre la mineralización neta del nitrógeno

Similarmente a la influencia de la temperatura, la mineralización del nitrógeno fue sensible a los cambios de humedad del suelo, algo totalmente esperado ya que la actividad de los microorganismos depende tanto de la temperatura como de la disponibilidad de oxígeno y agua y de la difusión de solutos, parámetros claramente relacionados con el grado de humectación del suelo. En general, en los tres suelos y para cualquier temperatura la velocidad de mineralización se incrementa progresivamente hasta la humedad del 80% de la capacidad de campo. Al 100% c.c. de humedad, los valores de las constantes de mineralización son iguales o ligeramente inferiores a los obtenidos al 80% c.c.(Figura 6.7), lo que podría sugerir que cuando el suelo se encuentra a capacidad de campo se produce alguna limitación de la actividad microbiana o bien que ya se empiezan a producir procesos de pérdida de nitrógeno bajo formas gaseosas. Esta inflexión en la velocidad de mineralización dificulta la posibilidad de modelar con ecuaciones sencillas la influencia de la humedad edáfica sobre la mineralización neta del nitrógeno.

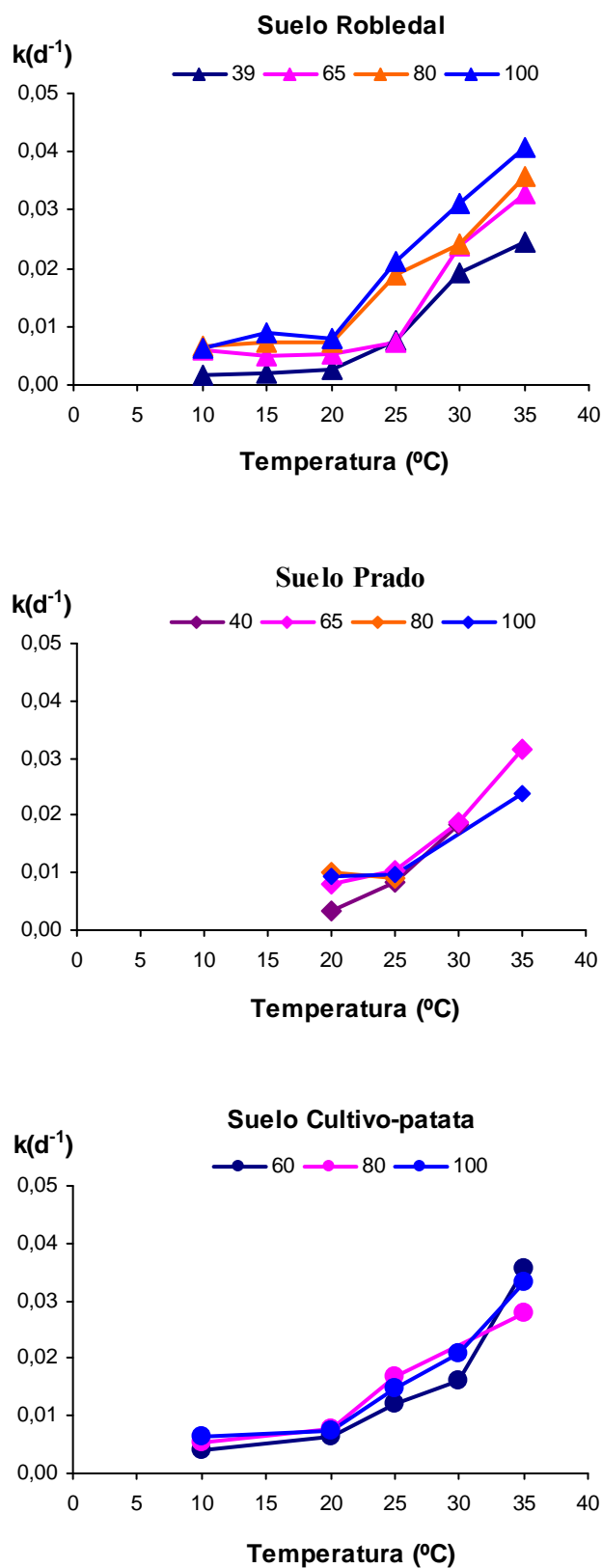


Figura 6.7.- Velocidades de mineralización neta de nitrógeno (k día⁻¹) en relación con la temperatura, para los tres suelos.

Tal como se indicó en la Introducción este problema suele ser general, de manera que se han propuesto diferentes tipos de ecuaciones para explicar la dependencia de la mineralización del nitrógeno de la humedad. Así, entre las ecuaciones propuestas se encuentran relaciones lineares (Stanford y Epstein, 1974; MacDuff y White, 1985), relaciones logísticas (Gonçalves y Carlyle, 1994), exponenciales (Singh y Sigh, 1994) e, incluso, cuadráticas (de Neve y Hoffman, 2002). No obstante, aunque se admite que el tipo de relación es altamente dependiente de la forma de expresar la humedad edáfica, se considera que las funciones logística y gaussiana serían las más apropiadas (Cassman y Munns, 1980; Gonçalves y Carlyle, 1994; Reichmann et al., 1966). La afirmación anterior se basa, no sólo en los mejores valores de varianza explicada que proporcionan los ajustes de los datos experimentales a estas ecuaciones en relación a la varianza explicada por otro tipo de ecuaciones, sino también al hecho de que los parámetros derivados del ajuste gaussiano o logístico tienen un significado biológico (de Neve y Hoffman, 2002). Así, la función logística proporciona valores máximos y mínimos de velocidad de mineralización del nitrógeno, mientras que los tres parámetros que proporciona la función de tipo Gauss representan la velocidad de mineralización a un contenido óptimo de agua, el contenido óptimo de agua y el parámetro de dependencia humedad-mineralización. No obstante, ambos modelos también tienen sus limitaciones. Así, el modelo logístico tiene un máximo asintótico que no constituye una descripción real del proceso de mineralización (Linn y Doran, 1984) y el modelo de Gauss no suele ser aplicable en el rango total de humedad edáfica, ya que tiende a cero cuando la humedad es muy elevada. Estos inconvenientes hacen que este tipo de modelos, a pesar de su reconocida valía, tiendan a ser sustituidos por funciones matemáticas más sencillas, aunque los coeficientes de las mismas no tengan un significado claro.

En el apartado de Resultados se han descrito los diferentes ajustes matemáticos usados para interpretar la influencia de la humedad sobre la dinámica del nitrógeno, así como la sensibilidad a los cambios de humedad obtenida para cada una de esas ecuaciones. En lo que respecta a la mineralización neta del nitrógeno se observa un comportamiento diferente entre los suelos, ya que mientras el suelo Robledal ofrece normalmente, para todas las situaciones de estudio, coeficientes de correlación relativamente elevados, los ajustes para el suelo Prado y el suelo Cultivo-patata son muy inferiores. En principio, este diferente comportamiento de los suelos afectado por el uso podría atribuirse a las modificaciones que el *pool* de nitrógeno mineralizable podría haber sufrido como consecuencia de las fertilizaciones orgánicas. En este sentido, de Neve y Hoffman (2002) consideran que en los suelos no fertilizados la mineralización del nitrógeno es más dependiente de la humedad edáfica que en aquellos suelos que han sido fertilizados con materiales orgánicos. Ese diferente comportamiento sería consecuencia de la menor limitación por la humedad que tendrían las poblaciones microbianas que descomponen los residuos, ya que podrían utilizar el agua presente en los mismos.

En el caso del suelo Robledal, los mejores ajustes se obtienen para la ecuación lineal, sugiriendo que en suelos no afectados por el uso, y en el intervalo de humedades hasta la capacidad de campo, hay un incremento de la mineralización a medida que aumenta la humedad del suelo. En otras palabras, habría una sensibilidad constante frente a las variaciones de humedad independientemente del estado de humedad en que se encontrase el suelo. En el suelo Cultivo-patata ningún modelo de los estudiados proporciona ajustes lo suficientemente explicativos, mientras que para el suelo Prado se consiguen ajustes con elevada significación con el uso de una ecuación parabólica. Esta ecuación presupone un óptimo de humedad y una sensibilidad de signo y cuantía diferente según nos acerquemos o nos alejemos a dicho óptimo, lo que complica el realizar cualquier tipo de previsión sobre el efecto de un cambio de humedad del suelo sobre la mineralización del nitrógeno.

6.1.2.4. Interacción temperatura-humedad sobre la mineralización neta del nitrógeno

Aunque está totalmente aceptado que tanto temperatura como humedad intervienen de manera importante en los procesos de mineralización del nitrógeno, la existencia de una posible interacción temperatura-humedad plantea dudas.

Sierra (1996), a partir de la representación de las velocidades de mineralización a diferente temperatura y humedad del suelo, considera que aunque las líneas que obtiene no son paralelas (lo que podría sugerir una cierta dependencia entre la humedad y la temperatura), los parámetros de los modelos que utiliza para estimar la dependencia de la mineralización frente a las condiciones de la incubación dependen simultáneamente de temperatura y humedad, por lo que la posible interacción podría ser, más que una interacción conjunta, una interacción inducida por los efectos individuales combinados de ambos factores. Esta misma conclusión había sido indicada por Kladvko y Keeney (1987) quienes, a pesar de que analizan los datos de incubación a través de dos diferentes modelos, consideran que no existen evidencias suficientes para hablar de un efecto combinado de temperatura-humedad en los procesos que afectan a la mineralización del nitrógeno. De todas maneras, esta visión negativa de la interacción humedad-temperatura no es aceptada por todos los investigadores. Así, hay autores que reconocen una clara interacción temperatura-humedad para los procesos microbianos como la mineralización neta (Cassman y Munns, 1980; Doel et al., 1990) o la nitrificación (Justice y Smith, 1962; Kowalenko y Cameron; 1976, Rodrigo et al., 1997). La interacción entre esas dos variables suele describirse tanto mediante ecuaciones lineales como con ecuaciones de segundo orden (Rodrigo et al., 1997), aunque no hay explicaciones teóricas para justificar el uso de uno u otro tipo de ecuaciones. Únicamente para el caso de la nitrificación, Kowalenko y Cameron (1976) han indicado que la interacción se justifica considerando que la temperatura influenciaría la humedad óptima para la actividad de las poblaciones nitrificantes, argumento también utilizado más recientemente por Grundmann et al. (1995).

En el caso de los datos de esta Tesis sólo ha sido factible hacer una aproximación similar a las de Sierra (1996) y Kladvko y Keeney (1987) con los datos del suelo Robledal.

La representación de las velocidades de mineralización para los diferentes niveles de humedad proporciona (Figura 6.8) líneas sensiblemente paralelas para las diferentes temperaturas, sobre todo si se consideran las temperaturas superiores a 20 °C, ya que a temperaturas inferiores apenas hay diferencia entre los valores de velocidad de mineralización. Una representación de este tipo implicaría una falta de interacción entre humedad y temperatura. Desgraciadamente, la variación de los valores de las constantes de mineralización con la temperatura y la humedad para los otros dos suelos ha resultado ser aleatoria debido a la complejidad del proceso de mineralización del nitrógeno (tal como se verá más adelante) y, en principio, no permiten usar los datos de estos suelos para estudiar esta posible interacción.

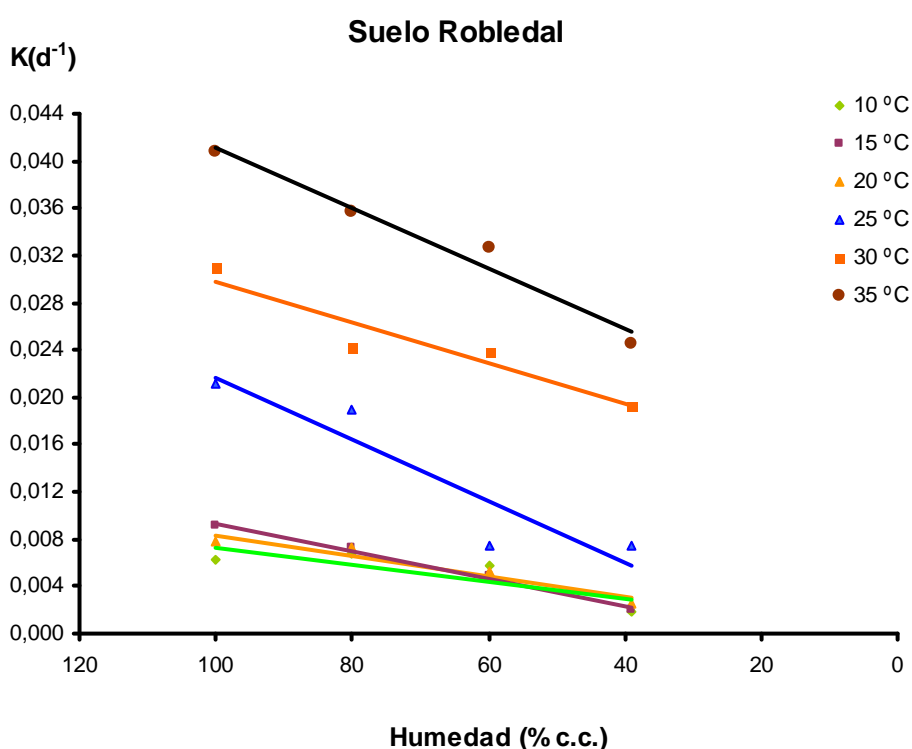


Figura 6.8.- Velocidades de mineralización [k (día^{-1})] para las diferentes temperaturas de incubación en relación al nivel de humedad del suelo.

De todas maneras, y si para ese mismo suelo Robledal se representan no ya los valores de velocidad de mineralización sino los valores de Q_{10} para las diferentes temperaturas y humedades (Figura 6.9) se puede apreciar, en primer lugar, que para cualquier temperatura los valores de Q_{10} disminuyen con el incremento de humedad del suelo y, en segundo lugar, que esas tendencias de disminución presentan diferente pendiente para las distintas temperaturas, siendo la variación muy tendida a temperaturas bajas y mucho más abrupta cuando la temperatura de incubación es elevada (35 o 30 °C). Esas líneas de tendencia no puedan obtenerse para el suelo Prado, pero en el suelo Cultivo-patata sí se han podido obtener para las dos temperaturas extremas (figura no mostrada) y, a diferencia de las obtenidas para el suelo Robledal, las líneas son prácticamente paralelas.

En otras palabras, no está clara la existencia o no de una interacción entre temperatura y humedad y, en todo caso, la existencia de la misma es dependiente del tipo de suelo, esto es, posiblemente dependiente del tipo y calidad de la materia orgánica. Similar conclusión fue también indicada por Sierra (1997), quien considera que la función Q_{10} puede describir datos implicando no sólo el efecto directo de la temperatura sino también datos en los que se confunde un efecto directo e indirecto, esto es, la influencia de otro factor como puede ser la humedad sobre la temperatura del suelo. Ello hace que, para dicho autor, el análisis de Q_{10} no pueda dar una explicación completa de la respuesta de la mineralización del nitrógeno edáfico cuando se desconoce el estado de humedad del suelo.

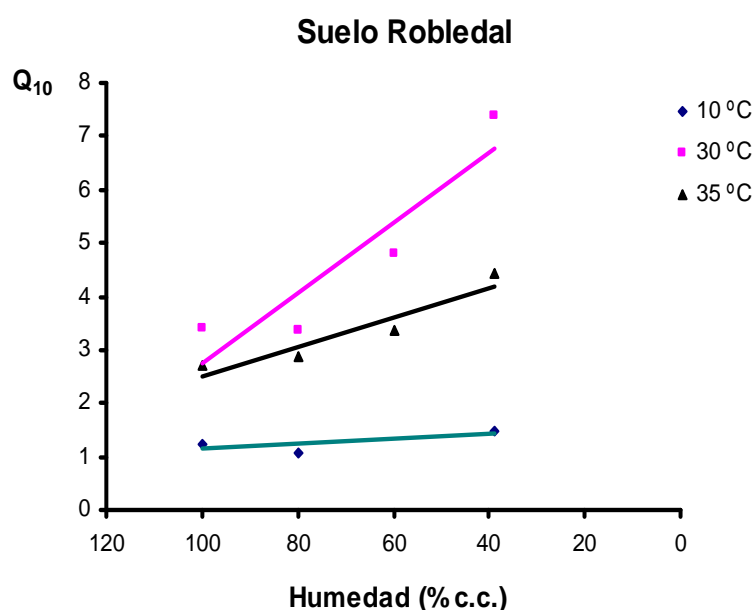


Figura 6.9.- Variación de Q_{10} en función de la humedad de la velocidad de mineralización neta de nitrógeno.

Dadas esas incertidumbres, y para poder predecir la influencia de una variación conjunta de la humedad y la temperatura sobre la mineralización neta del nitrógeno se ajustaron los datos de mineralización a diferentes tipos de ecuaciones. El análisis exhaustivo de estas ecuaciones y el procedimiento seguido han sido ampliamente descritos en la sección de Resultados, de manera que ahora se hará solamente un breve resumen de los hechos más destacables.

Así, en primer lugar, el que se ha denominado modelo máximo (esto es, la ecuación en la que la mineralización neta del nitrógeno se expresa en función de las variables temperatura, humedad y días de incubación, tanto en sus términos lineales como en los cuadráticos, junto con las interacciones representadas por el producto de dos variables) explica un elevado porcentaje de la varianza en los tres suelos: el 93% para el suelo Robledal, el 82% para el suelo Prado y el 86% para el suelo Cultivo-patata. Esto permitiría utilizar este tipo de expresión para predecir los cambios en las cantidades de nitrógeno

inorgánico en el suelo como consecuencia de una modificación de la temperatura y humedad edáficas. En este aspecto, lo obtenido para el nitrógeno es totalmente concordante con lo obtenido para la respiración del suelo.

Por otra parte, el signo y valor de los coeficientes de cada una de las variables es diferente para cada suelo, aunque en todos los suelos el término **DT** (esto es, días de incubación por temperatura o, en otras palabras, la integral térmica) es el término más significativo. El término que posee, a continuación, más significación es el cuadrado de la temperatura y la duración de la incubación, esta última considerada bien de forma aislada o bien multiplicando al factor humedad. Evidentemente, la estructura de esas ecuaciones pone de manifiesto el efecto acumulativo que supone la acción de un factor, bien temperatura o humedad, a lo largo de toda la duración de la incubación. No es fácil explicar por qué las mismas variables se presentan con signos diferentes en cada uno de los suelos estudiados, aunque posiblemente esto esté ligado a la diferente calidad del nitrógeno mineralizable y a los procesos asociados (transformación en formas gaseosas, inmovilización), a la complejidad del ciclo del nitrógeno y a la evolución de las distintas formas de nitrógeno inorgánico en función de las condiciones físico-químicas y microbianas de cada suelo.

Cuando se consideran los valores absolutos de mineralización, los coeficientes de dicha ecuación máxima son de diferente cuantía para cada uno de los suelos, similarmente a lo que sucedió en las ecuaciones derivadas para la emisión del CO₂. Pero cuando para cada suelo se consideran los valores de nitrógeno mineralizado en relación al tamaño del *pool* de nitrógeno mineralizable, esas diferencias entre los suelos tienden a amortiguarse, apareciendo los coeficientes de la misma variable con valores muy similares sugiriendo, de nuevo, que, independientemente de la historia de manejo y uso, hay algún factor (quizás de tipo macro o meso-climático) que condiciona la mineralización del nitrógeno. Las diferencias entre los suelos se establecen fundamentalmente por el signo de esos coeficientes, más que por la cuantía de los mismos.

La simplificación de la denominada ecuación o modelo máximo conduce en los tres suelos hacia una ecuación en la que intervienen únicamente las variables temperatura, humedad y tiempo de incubación, expresadas todas ellas de forma lineal, junto con una variable que representa la interacción conjunta temperatura, humedad y tiempo. Esta ecuación explica el 88% de la varianza para el suelo Robledal, el 71% para el Prado y el 83% para Cultivo-patata, es decir, que apenas se produce pérdida de explicación, al mismo tiempo que se consigue una notable simplificación de la misma, lo que podría facilitar la predicción del nitrógeno inorgánico en el suelo bajo diferentes condiciones climáticas.

6.1.3. Evolución de las formas de nitrógeno inorgánico

6.1.3.1. Introducción

Un aspecto que complica la interpretación y, por tanto, la predicción, de la mineralización del nitrógeno es el hecho de que se encuentren implicadas en dicho proceso diferentes formas de nitrógeno inorgánico, cuya formación y persistencia depende de microorganismos específicos y de las condiciones físico-químicas del suelo. Así, en determinados casos, algunas de dichas formas pueden perderse por volatilización y, además, es también factible que las formas de nitrógeno inorgánico formadas sean tomadas de nuevo por los microorganismos transformándolas de esta manera en nitrógeno orgánico (inmovilización). Por ello, es importante conocer no sólo la dinámica del nitrógeno total inorgánico, sino también como las diferentes condiciones de la incubación afectan en cada uno de los suelos a las principales formas inorgánicas.

6.1.3.2. Formas amoniacales

El amonio es la forma dominante a lo largo de toda la incubación para el suelo bajo robledal, tal como sería de esperar considerando su carácter de suelo natural y su valor de pH (Leirós et al., 2000). La amonificación en este suelo se incrementa, en general, con la temperatura y humedad del suelo. El cálculo de las velocidades de mineralización, considerando un modelo mono-compartmental y el mismo valor de nitrógeno potencialmente mineralizable que el deducido para la mineralización neta, se puede realizar para todas las condiciones de incubación, a excepción de la temperatura de 20 °C. En la tabla 6.15 se presentan los valores obtenidos.

Tabla 6.15.- Velocidades de mineralización (k , día⁻¹) y r^2 calculados según la expresión: $N_{\text{mineralizado}} = N_{\text{min}} (1 - e^{(-k)t})$ para los valores de amonificación del suelo Robledal.

%Hc.c.		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
39	r^2	0,93	0,80	0,77	0,99	0,96	0,93
	k	0,0022	0,0017	0,0022	0,0069	0,0229	0,0289
65	r^2	0,94	0,88	n. a.	0,99	0,95	0,90
	k	0,0057	0,0042	n. a.	0,0068	0,0282	0,0045
80	r^2	0,96	0,90	0,79	0,96	0,98	0,94
	k	0,0066	0,0067	0,0037	0,0200	0,0309	0,0470
100	r^2	0,93	0,88	n. a.	0,97	0,99	0,97
	k	0,0064	0,0085	n. a.	0,0178	0,0361	0,0541

n.a. datos experimentales no ajustables.

La figura 6.10 muestra la variación de la velocidad de amonificación para las diferentes temperaturas (Figura 6.10a) y humedades (Figura 6.10b) en dicho suelo. Se puede apreciar que, similarmente a como había ocurrido con la mineralización neta del nitrógeno, las velocidades de amonificación son muy bajas para temperaturas de hasta 20 °C, incrementándose enormemente las cantidades de amonio a temperaturas superiores. El hecho de que las diferentes líneas presenten distinta pendiente y que ésta sea mayor cuanto

mayor es la temperatura de incubación sugiere la existencia de una interacción positiva entre temperatura y humedad para el proceso de amonificación.

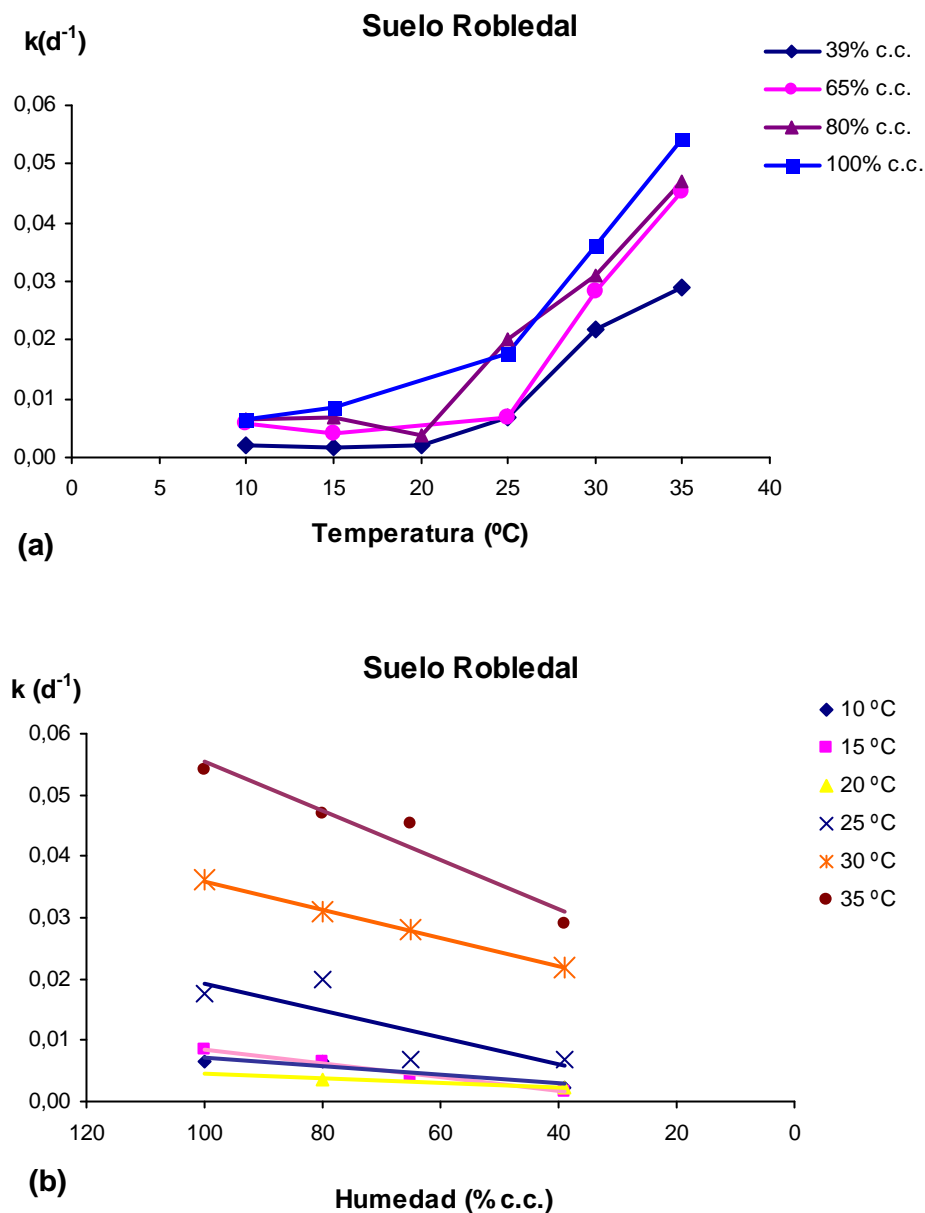


Figura 6.10.- Velocidades de amonificación (k , día $^{-1}$) en relación con la temperatura **(a)** y el nivel de humedad del suelo **(b)** para el suelo Robledal.

Los valores medios de Q_{10} disminuyen progresivamente con el incremento de humedad, poniendo de manifiesto que la sensibilidad a la temperatura del proceso de amonificación es menor cuanto mayor es el grado de humedad del suelo. Si se consideran los valores de Q_{10} respecto a la temperatura óptima de 15 $^{\circ}C$ se obtendría los valores mostrados en la tabla 6.16.

Tabla 6.16.- Suelo Robledal: valores de Q_{10} obtenidos para las formas amoniacales en relación a la temperatura óptima de 15 °C para todas las temperaturas de incubación.

%H c.c.	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
39	---	---	---	1,15	5,55	4,16
65	---	---	---	1,63	3,57	3,29
80	1,00	---	---	3,01	2,78	2,66
100	1,73	---	---	2,10	2,63	2,53

Se puede apreciar que los mayores valores de Q_{10} se obtienen para el estado del suelo más seco y a las mayores temperaturas y los menores valores para el estado del suelo más húmedo y a menores temperaturas. Hasta 25 °C el incremento de humedad parece llevar aparejado un aumento de la sensibilidad, mientras que a las temperaturas de 30 y 35 °C, el incremento de humedad del suelo provoca un claro descenso en los valores de Q_{10} .

Similarmenete a como había ocurrido con el nitrógeno total inorgánico, existe una relación lineal entre las velocidades de mineralización y la humedad del suelo (Tabla 6.17), que tiende a ser más evidente cuanto más elevada sea la temperatura de incubación.

Tabla 6.17.- Valores de b y r^2 obtenidos a partir de los ajustes lineales de las velocidades de amonificación y humedad a la ecuación: $velocidad = a + b \cdot humedad$.

	10 °C	15 °C	25 °C	30 °C	35 °C
r^2	0,79	0,99	0,65	0,99	0,94
b	72×10^{-6}	114×10^{-6}	220×10^{-6}	230×10^{-6}	401×10^{-6}

La relación entre las pendientes obtenidas para esa función a cada temperatura y la temperatura de incubación es lineal para las temperaturas más bajas pero en el rango 30-35 °C sufre un fuerte incremento sugiriendo la existencia de una interacción positiva humedad y temperatura (Figura 6.11).

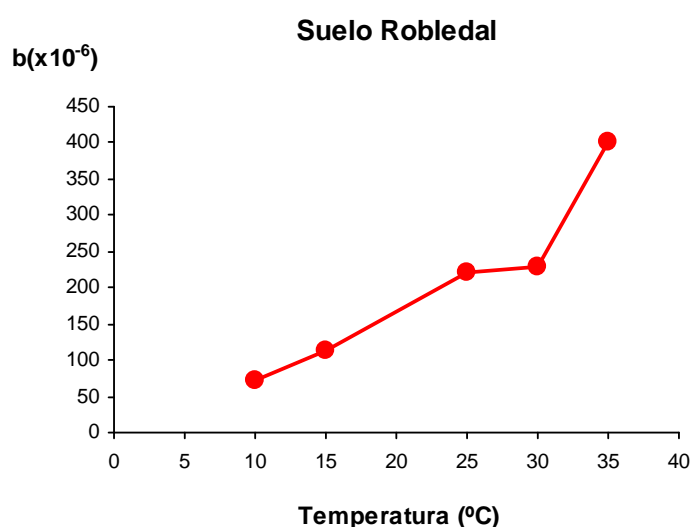


Figura 6.11.- Variación de las pendientes de la relación entre las velocidades de amonificación y la humedad del suelo (b) con la temperatura, para el suelo Robledal.

El análisis estadístico realizado para los datos de la amonificación indica que los datos experimentales verifican los mismos modelos y prácticamente con la misma explicación de varianza que los resultantes para la mineralización neta. En otras palabras, en los suelos bajo vegetación natural *climax* las modificaciones que un cambio climático ejerza sobre el nitrógeno total inorgánico serán similares a las que ejerzan sobre el proceso de amonificación. Indirectamente, y tal como se verá más adelante que así ocurre, esto significa que el cambio climático no afectará en estos suelos a la dinámica de las demás formas de nitrógeno inorgánico.

En los suelos Prado y Cultivo-patata la evolución de las formas amoniacales es muy diferente a la observada en el suelo Robledal. Así, en primer lugar, las cantidades de amonio formadas a lo largo de la incubación son muy escasas o bien inferiores a las iniciales, sin mostrar una tendencia clara a lo largo de toda la incubación, lo que pone de manifiesto que están favorecidos los procesos que conducen hacia formas más oxidadas del nitrógeno inorgánico (nitritos y/o nitratos). En ambos suelos se escapa de este comportamiento la incubación realizada a 35 °C en la que, independientemente del grado de humedad del suelo, se produce un incremento progresivo con el tiempo de incubación de las cantidades de amonio. Los dos suelos, además, muestran un comportamiento similar en el sentido de que a medida que aumenta la humedad del suelo se produce una reducción en las cantidades de amonio formado. En este aspecto destaca el comportamiento del suelo Prado que a la humedad del 100% genera más amonio que a la del 80%, lo que sugiere que a esa humedad se empiezan ya a desarrollar en ese suelo algún tipo de proceso relacionado con condiciones de carencia de oxígeno, ya que la acumulación de formas amoniacales indicaría una paralización del proceso de oxidación del nitrógeno inorgánico y, por tanto, la existencia de alguna limitación sobre la actividad de los organismos nitrificantes.

Aunque uno de los factores que regula la actividad nitrificante es el nivel de oxígeno en el suelo (Parker y Larson, 1962; Miller y Johnson, 1964), no parece que esta sea la única razón para explicar el comportamiento mostrado por los suelos Prado y Cultivo-patata, ya que en ellos la acumulación del amonio se produce a cualquier nivel de humedad del suelo y, aunque pudiera argüirse que la mayor actividad biológica generada por las altas temperaturas pudiera causar un consumo del oxígeno edáfico y generar condiciones parcialmente anóxicas (Salonius, 1978; Rodrigo et al, 1997; Carnol e Ineson, 1999), inhibiendo la actividad de los microorganismos nitrificantes (Alexander, 1961; Laudelout et al., 1976), este argumento no serviría para justificar el comportamiento de los suelos con menos contenido en agua en los que no existiría problema para la renovación de la atmósfera del suelo. Otra posible explicación para la aparente paralización de la actividad nitrificante podría ser que el nitrato formado se perdiera a través de procesos de desnitrificación, pero la experiencia llevada paralelamente por Rey (2000) en la que se midió el flujo de gases, y entre ellos los correspondientes a los óxidos de nitrógeno, pone claramente de manifiesto que para estos dos suelos no se produce a esta temperatura, y a ninguno de los niveles de humedad considerados, una emisión apreciable de óxidos de nitrógeno. La única explicación posible al comportamiento observado de la acumulación

de amonio a la temperatura más elevada de la incubación sería considerar una influencia, bien directa o indirecta, de la temperatura sobre la actividad de los organismos nitrificantes. La temperatura óptima para la nitrificación neta en incubaciones de suelo se considera que está alrededor de 25-30 °C (Carnol e Inerson, 1999), pero también se ha indicado que esa temperatura depende mucho de las condiciones usadas para la incubación, tanto las referentes al manejo previo del suelo (secado, tamizado, almacenamiento) como a las condiciones en las que se desarrolla la incubación. Además, existe una influencia indirecta sobre la temperatura óptima a través de la cantidad de sustrato disponible, de manera que cuanto menor sea ésta más limitante será la temperatura para la nitrificación (Quinlan, 1980; Stark, 1996; Stark y Hart, 1997). Posiblemente, una influencia de este tipo haya ocurrido en los suelos aquí estudiados: el elevado consumo de sustratos lábiles que se produce a elevadas temperaturas como consecuencia de la estimulación de la respiración de la microflora habría dejado exhaustos a los suelos y limitada la actividad de los organismos nitrificantes. En cualquier caso, las cantidades tan pequeñas de amonio que se forman en estos dos suelos, junto con el comportamiento peculiar a la temperatura de 35 °C, impiden hacer un estudio detallado en los mismos de lo que supondría una modificación del clima sobre la amonificación en suelos dedicados al uso pastizal o de cultivo.

6.1.3.3. Formas nitrito + nitrato

En el suelo Robledal las cantidades de nitritos formadas durante la incubación (o en su caso desaparecidas durante la misma) son siempre anecdóticas y lo mismo ocurre con las cantidades de nitratos, que a lo largo de toda la incubación y bajo cualquier condición son siempre muy inferiores a las cantidades de amonio y oscilan incrementando y disminuyendo sin una tendencia clara. El único comportamiento coherente lo presenta la incubación realizada a 20 °C en la que se observa un incremento progresivo de la cantidad de nitrato, tanto a medida que se incrementa el tiempo de incubación como la humedad del suelo. No parece que pueda ser atribuido este comportamiento a nada relacionado con la dinámica del nitrógeno sino que más bien se debe a algún problema derivado de la determinación de las formas de nitrógeno, ya que este incremento del nitrato va asociado a unos valores menores de los esperados de las formas amónicas, mientras que el valor de nitrógeno total es del orden del previsto.

El comportamiento del suelo Robledal, con muy poca nitrificación, es el comportamiento típico de los suelos naturales gallegos (Leirós et al., 2000), estando asociado su escasa capacidad de nitrificación al bajo valor de pH del suelo que inhibe la actividad de los organismos nitrificantes. Por otra parte, está claro que las escasas cantidades de estas formas de nitrógeno inorgánico durante la incubación impiden hacer para este suelo un estudio profundo de la influencia de la temperatura y humedad.

Para los suelos Prado y Cultivo-patata el comportamiento es totalmente diferente. En ambos suelos, y tal como se ha visto en la sección de Resultados, hay una intensa nitrificación y asimismo una formación de nitritos. Ambas formas de nitrógeno, nitratos y

nitritos, varían a lo largo de la incubación tanto en relación a la temperatura como a la humedad. Por ello, antes de estudiar el comportamiento de cada forma de nitrógeno por separado, se analizará el comportamiento conjunto de nitratos y nitritos.

Similarmente a como se realizó con el nitrógeno total, es factible ajustar en los suelos Prado y Cultivo-patata los datos de la suma de nitritos y nitratos generados durante la incubación a un modelo de tipo monocompartimental que permitiría predecir la evolución de esa suma a lo largo del tiempo, siguiendo una cinética de primer orden y considerando un valor de nitrógeno mineralizable similar al que se consideró para cada suelo en la estimación del nitrógeno total mineralizado. Para el suelo Prado ese modelo se verifica para las temperaturas de 15, 20, 25 y 30 °C (recordemos que a 35 °C el proceso dominante es la amonificación, tal como se indicó anteriormente). Únicamente los datos obtenidos a la temperatura de 10 °C no pueden ajustarse a este modelo.

En la tabla 6.18 se presentan las velocidades obtenidas para este suelo y en ella se puede apreciar como la velocidad se incrementa progresivamente con la temperatura, poniendo de manifiesto un claro efecto favorable de la temperatura sobre la formación de estas dos formas de nitrógeno y un efecto menos claro de la humedad.

Tabla 6.18.- Valores de velocidades de formación de $\text{N-NO}_2^- + \text{N-NO}_3^-$ para los suelos Prado y Cultivo-patata en las diferentes condiciones de incubación (día^{-1}).

Suelo	%Hc.c.	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C
Prado	40	---	0,001128	0,003620	0,008923	0,021363
	65	---	0,003204	0,008916	0,009936	0,024919
	80	---	---	0,011731	0,011318	0,019230
	100	---	---	0,010890	0,011534	0,012700
Cultivo -patata	60	0,004568	---	0,006803	0,013050	0,015110
	80	0,006176	---	0,008067	0,017930	---
	100	0,007139	---	0,013321	0,015527	0,020059

Ambas influencias, la de la temperatura y la de la humedad, serán discutidas con más detalle más adelante. Para el suelo Cultivo-patata el modelo monocompartimental de primer orden permite estimar las velocidades de mineralización para las temperaturas de 10, 20, 25 y 30 °C, no así para la de 15 °C, y para las diferentes humedades consideradas. Una visión rápida de los datos permite apreciar que, similarmente al suelo anteriormente considerado, la velocidad se incrementa con la temperatura de incubación y, al menos para las temperaturas menores consideradas, hay una influencia de la humedad, de tal manera que cuanto mayor es la humedad del suelo tanto mayor suele ser la velocidad de mineralización.

Tal como se acaba de indicar, en ambos suelos la velocidad de mineralización hasta nitritos o nitratos varía con la temperatura de incubación. En ambos suelos se puede considerar un ajuste a una ecuación tipo Van't Hoff con Q_{10} constante a lo largo de todo el rango de temperaturas de incubación. Las constantes de dicho ajuste serían las mostradas en la tabla 6.19.

Tabla 6.19.- Constantes obtenidas para el ajuste tipo Van't Hoff considerando Q_{10} constante a lo largo del rango de temperaturas para los suelos Prado y Cultivo-patata bajo condiciones aeróbicas.

	Prado			Cultivo-patata		
	r^2	b	Q_{10}	r^2	b	Q_{10}
40% c.c.	0,99	0,11913	6,77	---	---	---
60% c.c.	---	---	---	0,93	0,06438	1,90
65% c.c.	0,95	0,13338	3,79	---	---	---
80% c.c.	0,78	0,05918	1,81	0,86	0,09507	2,59
100% c.c.	0,98	0,01575	1,17	0,99	0,04817	1,62

Se puede observar como para ambos suelos se verifica con muy alta confianza la ecuación considerada. No obstante, y similarmente a como se había realizado con las otras formas de nitrógeno, también es factible calcular la variación del Q_{10} para diferentes intervalos de temperatura considerando una temperatura óptima. En el caso del suelo Prado se ha considerado que ésta fuera la de 20 °C, ya que no fue posible estimar velocidades para la temperatura de 15 °C para todas las condiciones de incubación. En el caso del suelo Cultivo-patata, también se considera que la temperatura óptima es la de 20 °C. Para ambos suelos en la tabla 6.20 se muestran los valores correspondientes a la variación de Q_{10} con la temperatura.

Tabla 6.20.- Valores de la variación de Q_{10} obtenidos para diferentes intervalos de temperatura considerando como temperatura óptima 20 °C para los suelos Prado y Cultivo-patata bajo condiciones aeróbicas.

<i>Suelo Prado</i>					
H% c.c.	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C
40	---	10,30	---	6,07	5,90
65	---	7,74	---	1,24	2,79
80	---	---	---	---	1,64
100	---	---	---	1,12	1,17

<i>Suelo Cultivo-patata</i>					
H% c.c.	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C
60	1,49	---	---	3,68	2,22
80	1,31	---	---	4,94	---
100	1,86	---	---	1,36	1,50

En la tabla 6.20 se puede apreciar que la sensibilidad a la temperatura del proceso de nitrificación y nitrificación en el suelo Prado es mayor cuanto menor sea la temperatura, similarmente a lo obtenido para el nitrógeno total inorgánico. Para el suelo Cultivo-patata, parece observarse una relación peculiar con la temperatura. La máxima sensibilidad se produce a humedades inferiores al 100% de c.c. a la temperatura de 25 °C, disminuyendo los valores de Q_{10} a temperaturas superiores e inferiores, mientras que a la humedad del 100% de la capacidad de campo la máxima sensibilidad se obtiene a la menor temperatura.

En ambos suelos la relación entre Q_{10} y humedad es compleja. Este hecho, junto con la disminución que experimentan los valores de velocidad de formación de nitrito+nitrato a las mayores humedades y temperaturas, podría indicar que en determinadas condiciones de la incubación (fundamentalmente al 100% de c.c.) están teniendo lugar otros procesos dentro del ciclo del nitrógeno y que, posiblemente, el principal de esos procesos sea la pérdida del nitrógeno mineralizado a través de emisiones de óxidos de nitrógeno. En otras palabras, que se empieza a generar ya un proceso de desnitrificación. Los datos obtenidos por Rey (2000) en una experiencia paralela pusieron de manifiesto que para estos dos suelos, y ya a partir del 80% de humedad de la correspondiente a la capacidad de campo, se produce a lo largo de los 43 días de incubación una notable emisión de N_2O . Dado que las condiciones redox a esas humedades son todavía aeróbicas (ver evolución del Eh-pH en Resultados), se podría pensar que al 80% de humedad de capacidad de campo es muy probable que existan zonas reducidas en el interior de los agregados, en donde podría haber desnitrificación muy fácilmente, ya que tendrían posibilidad de aporte de nitratos desde zonas más aireadas de las inmediaciones, o bien que la procedencia de ese gas no puede ser el resultado de una desnitrificación biológica y posiblemente representen una quimiodesnitrificación (Bremner, 1997), esto es una transformación de nitritos hacia óxidos de nitrógeno. Esta transformación química reflejaría un mecanismo de autodefensa del suelo, impidiendo una excesiva acumulación de los nitritos cuando su velocidad de formación sea superior a la velocidad de formación de los nitratos (Bouwman et al., 1993; Minani, 1997).

La posibilidad de este mecanismo parece más clara cuando se analizan las relaciones entre velocidades de formación de nitritos+nitratos y el grado de humedad de los suelos. Esas relaciones que aparecían muy claras tanto para el nitrógeno total mineralizado como para el amonio en el caso del suelo Robledal, aparecen ahora desvirtuadas. Así, para el suelo Prado las relaciones son lineales y sus coeficientes de regresión pasablemente aceptables (r^2 de 0,77 para la temperatura de 20 °C y 0,94 para la temperatura de 25 °C), aunque se aprecia que a medida que se incrementa la temperatura disminuye el valor de la pendiente de la regresión entre velocidad y humedad (0,000122 para 20 °C y 0,000045 para 25 °C). A la temperatura de 30 °C, la relación velocidad con humedad no puede considerarse buena (r^2 de 0,62) y la pendiente es negativa, poniendo de manifiesto como el incremento de humedad dificulta la acumulación de nitritos y nitratos en el suelo. Para el suelo Cultivo-patata ya es prácticamente imposible para cualquier temperatura encontrar algún tipo de relación entre la humedad del suelo y la acumulación de nitritos y nitratos.

No es fácil hacer el análisis de la evolución por separado de nitritos y nitratos. En ambos suelos, Prado y Cultivo-patata, la nitrificación tiene un periodo de *lag* bastante dilatado, sobre todo a las temperaturas inferiores a 15 °C, de forma que en los primeros 24 días de incubación las cantidades de nitratos tienden a disminuir en relación a las inicialmente presentes. Posiblemente, esto sea consecuencia de las peculiaridades de las poblaciones nitrificantes, altamente selectivas en sus condiciones ecológicas. No obstante,

en todas las circunstancias entre los días 24 y 42 de la incubación hay una intensa nitrificación, tanto más intensa cuanto mayor es la temperatura exceptuando, tal como se indicó ya al principio de este apartado, la temperatura de 35 °C en la que únicamente hay amonificación. Si se consideran los valores de nitratos al final de este período es factible calcular valores de Q_{10} que, considerando como temperatura óptima 15 °C, serían las mostradas en la tabla 6.21.

Tabla 6.21.- Suelo Prado. Valores de Q_{10} obtenidos para las cantidades de nitratos contenidas en el suelo a los 42 días de incubación considerando como temperatura óptima 15 °C.

H% c.c.	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C
40	4,11	---	7,87	5,83	5,89
65	---	---	6,39	2,58	2,83
80	5,26	---	13,29	3,31	2,97
100	---	---	---	---	---

En la tabla 6.21 se puede apreciar un comportamiento peculiar de los valores de Q_{10} : la máxima sensibilidad a la formación de nitratos se encontraría a 20 °C, disminuyendo esa sensibilidad tanto a temperaturas inferiores como superiores, reflejando este tipo de curva convexa la especificidad térmica de los organismos nitrificantes. De hecho, ya se indicó en la parte de Resultados que las expresiones matemáticas que mejor reflejaban el comportamiento de los nitratos en el suelo Prado eran las funciones de tipo parabólico. Al obtener dichas ecuaciones se hizo mención de que el máximo de las mismas indicaba la existencia de un óptimo de humedad del suelo, así como la modificación que tendría la sensibilidad según nos acercáramos o nos alejáramos de ese valor óptimo. Además, para cada temperatura se aprecia que la sensibilidad se incrementa con la humedad hasta temperaturas de 20 °C y para las temperaturas superiores la sensibilidad disminuye con el incremento de humedad edáfica, obteniéndose las sensibilidades mínimas a la humedad del 65% de c.c.

Para el suelo Cultivo-patata es imposible hacer un análisis similar del nitrato acumulado en el suelo debido a la variación aleatoria con el tiempo de incubación, temperatura y humedad.

6.1.3.4. Resumen

Es evidente que estos comportamientos tan complejos dificultan el poder predecir la influencia de una modificación del clima sobre la formación de las diferentes formas del nitrógeno. En cualquiera de los tres suelos la posibilidad de predecir con certeza las concentraciones de nitrato como resultado de la temperatura, humedad y duración de la incubación son extraordinariamente bajas, e incluso el modelo más complejo o modelo máximo únicamente sería capaz de explicar el 50% de la variación de los datos en el suelo Prado. La variación de amonio sin embargo es factible realizarla con bastante fiabilidad para el suelo Robledal tanto utilizando el modelo máximo como ecuaciones más sencillas.

En los suelos Prado y Cultivo-patata esta forma de nitrógeno podría ser estimada con cierta posibilidad de éxito (explicación de la varianza entre el 77 y el 85%) a través de una expresión en la que la humedad del suelo estaría afectada de forma exponencial por la temperatura, y que sería la siguiente:

$$\text{Nitrógeno amoniacal} = z + a DH^T$$

aunque, posiblemente, esa elevada explicación de la varianza sea consecuencia del anómalo comportamiento mostrado por ambos suelos a la temperatura de 35 °C, con unos valores muy elevados de amonificación, a diferencia de lo que ocurría a las otras temperaturas.

6.2. Comportamiento de los suelos bajo condiciones anaeróbicas

Tal como se ha indicado en la Introducción, una de las características que se asocian con un posible cambio climático es el incremento del régimen de precipitaciones, al menos en alguna época del año. El incremento de la pluviosidad llevaría aparejado un incremento de la humedad edáfica y la posibilidad de que se produzcan en el suelo situaciones de encharcamiento que conduzcan a situaciones de anaerobiosis, al menos de forma temporal. Por ello, uno de los objetivos de este estudio ha sido considerar las modificaciones que sufrirían la respiración del suelo y los procesos de transformación del nitrógeno orgánico bajo condiciones de saturación en agua de los suelos.

6.2.1. Cambios físico-químicos de los suelos

En la sección de Resultados ha quedado evidenciado que los primeros parámetros que se modifican en los suelos bajo condiciones de saturación son los relativos a su estado físico-químico, ya que los suelos reaccionan a la presencia de un exceso de agua modificando sus valores de pH y de potencial redox. La evolución de estos parámetros en los tres suelos a lo largo de la incubación muestra un patrón de pauta de comportamiento similar, aunque con diferencias provocadas por las diferentes propiedades de los suelos. Así, en los tres suelos en condiciones de humedad de saturación las temperaturas inferiores a 20 °C apenas modifican el estado redox, permaneciendo el potencial siempre en valores superiores a 300 mV, indicando condiciones en las que es factible el desarrollo de una microflora aeróbica.

Este mismo comportamiento lo presenta el suelo Cultivo-patata para las temperaturas de 20 y 25 °C. En el suelo Robledal, las temperaturas de incubación de 20 y 25 °C conducen a una disminución progresiva del valor del Eh, de forma que a partir del día 20 de incubación, el valor del potencial redox del suelo entraría en condiciones que favorecerían el desarrollo de una microflora anaerobia facultativa. Las temperaturas de 30 y 35 °C provocan en este suelo un comportamiento bastante similar: fuerte caída del valor de Eh en los primeros días (más intensa para la temperatura de 30 °C), alcanzando

condiciones de anaerobiosis estricta y posterior recuperación y tendencia a la estabilización del Eh en la zona de la anaerobiosis facultativa, alrededor de 200 mV por encima del valor de potencial inferior alcanzado. Este comportamiento es similar al indicado por Blanchar y Marshall (1981) para un suelo enriquecido con sustratos hidrocarbonados: el fuerte descenso inicial sugiere una rápida influencia de las fuentes de carbono lábiles en el comportamiento inicial del suelo y, una vez agotadas éstas, el suelo tiende hacia un estado de equilibrio. En el caso de la temperatura de 35 °C el descenso inicial no es tan evidente lo que sugiere bien que no ha sido detectado por producirse antes de la primera medida de Eh realizada o bien que las poblaciones microbianas anaerobias estrictas presentes en este suelo no soportan esas temperaturas.

En el suelo Prado el comportamiento es bastante similar al suelo Robledal aunque la intensidad de los procesos es mayor en el sentido de que se alcanzan tanto potenciales más bajos como que la respuesta es más rápida. Las muestras incubadas a 25 y a 30 °C mantienen al final de la incubación condiciones de anaerobiosis estricta, mientras que la temperatura de 35 °C, aunque fue la que alcanzó en los primeros momentos un valor de potencial inferior, se mantiene durante toda la incubación bajo condiciones de anaerobiosis facultativa. Esta similitud de comportamiento con el observado para la muestra del suelo Robledal refuerza la idea de que las poblaciones anaeróbicas estrictas que se desarrollan en estos suelos no son termófilas. El suelo Cultivo-patata es el que menos reducción de potencial sufrió. Tal como se dijo antes, las temperaturas de 20 y 25 °C apenas modificaron el valor de Eh inicial e, incluso a lo largo de la incubación se puso de manifiesto un ligero incremento del valor de este parámetro. A 30 °C se produce un descenso del valor a partir del día 12 de incubación, que se mantiene hasta el día 36, en donde el valor de potencial se aproxima a la separación entre las condiciones aerobias y anaerobias facultativas, aunque a partir del día 36 se recupera progresivamente el potencial. Únicamente en la muestra incubada a 35 °C se puede apreciar una intensa reducción entre los días 18 y 32 de incubación que conduce a potenciales entre 100 y 0 mV, esto es, dentro de la zona de la anaerobiosis facultativa.

Las anteriores observaciones reflejan claramente la influencia que tiene en el comportamiento de los suelos tanto la temperatura, que actuaría simultáneamente sobre la cinética de las reacciones químicas y sobre la actividad microbiana, como las características de la materia orgánica del suelo (Bartlett, 1981). Además, pone de manifiesto la mayor sensibilidad que tienen los suelos bajo uso pratense a sufrir procesos de reducción que conduzcan al desarrollo de condiciones anaeróbicas en relación a los suelos bajo robledal y dedicados a cultivo. Esta mayor sensibilidad podría ser debida bien a un tipo diferente de materia orgánica en el suelo Prado (posiblemente asociada a la continua fertilización con productos residuales) o bien a la existencia de una mayor población de organismos anaeróbicos o aerobios facultativos en estos suelos promovida por la fertilización con purín, ya que este producto contiene una riquísima microflora de estas características capaz de persistir en el suelo después de la adición del purín al mismo.

Aunque se reconoce que la capacidad de las medidas de Eh para reflejar la termodinámica del suelo es limitada (Bartlett, 1981), se acepta que estas medidas permiten comparar el estado y el comportamiento del mismo suelo bajo diferentes condiciones o de diferentes suelos bajo las mismas condiciones. En las figuras 6.12, 6.13 y 6.14 se representan los diagramas Eh-pH para las diferentes muestras. En el diagrama se han indicado los campos de estabilidad de las formas de hierro (Hess y Blanchard, 1977). Se puede apreciar que para el suelo Cultivo-patata (Figura 6.14) hasta la temperatura de 25 °C (incluida) y para los suelos Robledal y Prado (Figuras 6.12 y 6.13), para las temperaturas de 10 y 15 °C, las condiciones redox indican que los suelos se encuentran en la frontera que limita los campos de estabilidad del $\text{Fe}(\text{OH})_3$ y del $\text{Fe}(+2)$, es decir, que podría estar actuando como aceptor de electrones el hierro oxidado fácilmente reducible.

Los óxidos de manganeso, a pesar de su potencial más elevado, se considera que no sufren esta reducción debido a su cinética más lenta de reducción y a su mayor insolubilidad (Bartlett, 1981). En las demás condiciones de incubación la especie de hierro dominante sería la de $\text{Fe}(+2)$ lo que indica una alta probabilidad de que ocurra la reducción de este elemento; además se produciría la reducción de los nitratos, si existieran, e, incluso, en algunas situaciones se alcanzarían niveles redox que provocarían la reducción de los sulfatos y la formación de sulfhídrico.

La reducción de nitratos y formación de óxidos de nitrógeno ha sido puesta de manifiesto por Rey (2001) a través de medidas de los gases desprendidos. Así, se detectó emisión de N_2O en los tres suelos a la humedad del 160% de la capacidad de campo e independientemente de la temperatura de incubación, aunque las cantidades emitidas estaban directamente correlacionadas con la temperatura. En cuanto a la reducción de los sulfatos, se ha detectado el típico olor a sulfhídrico en las muestras de los tres suelos incubadas a 35 °C y con niveles de humedad superiores al de capacidad de campo tal como se indicó en su momento en el apartado de Resultados.

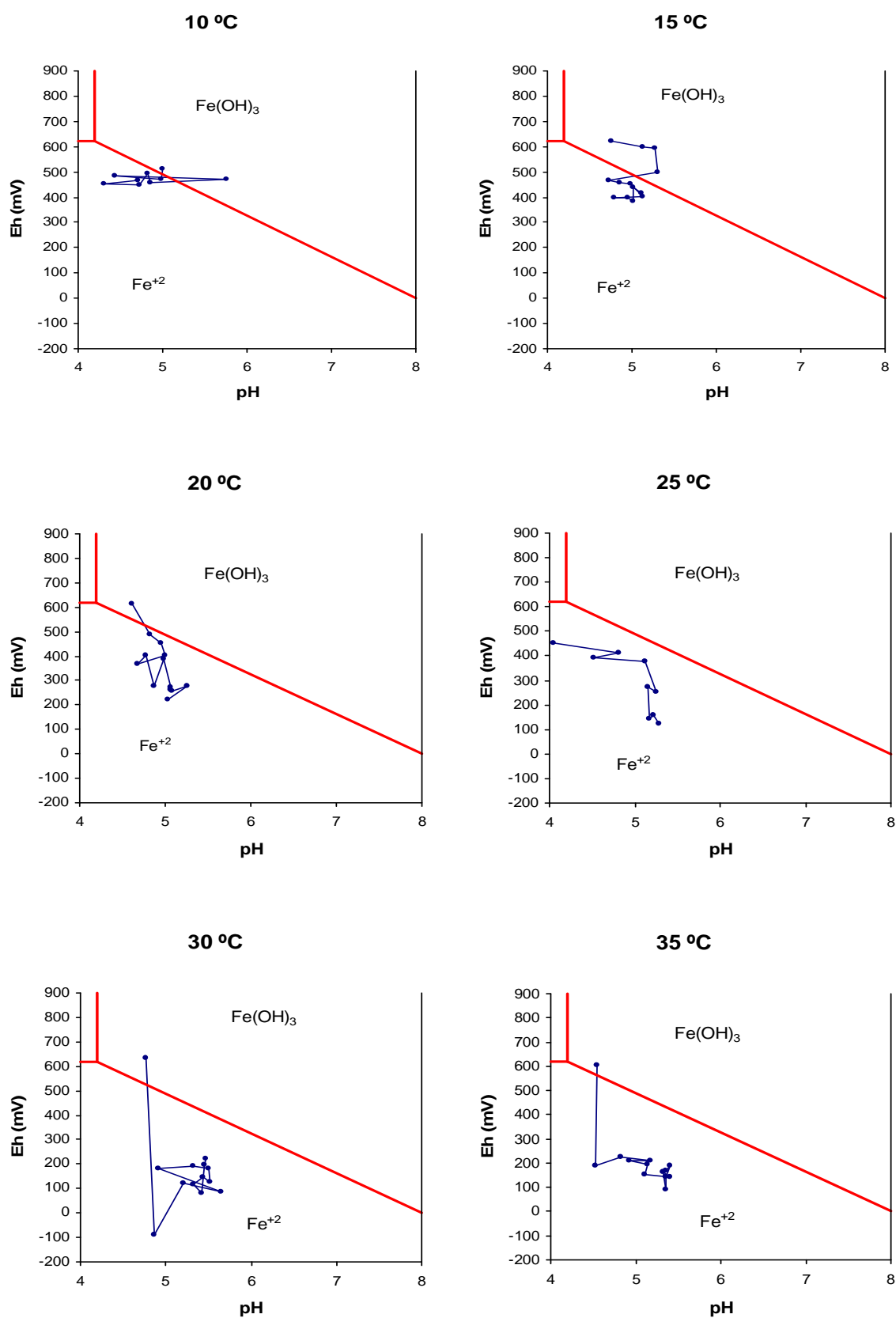


Figura 6.12.- Suelo Robledal. Diagramas de Eh-pH en relación a la estabilidad de las formas de hierro (Hess y Blanchar, 1977) a lo largo de la incubación, para los tres suelos y todas las temperaturas de incubación.

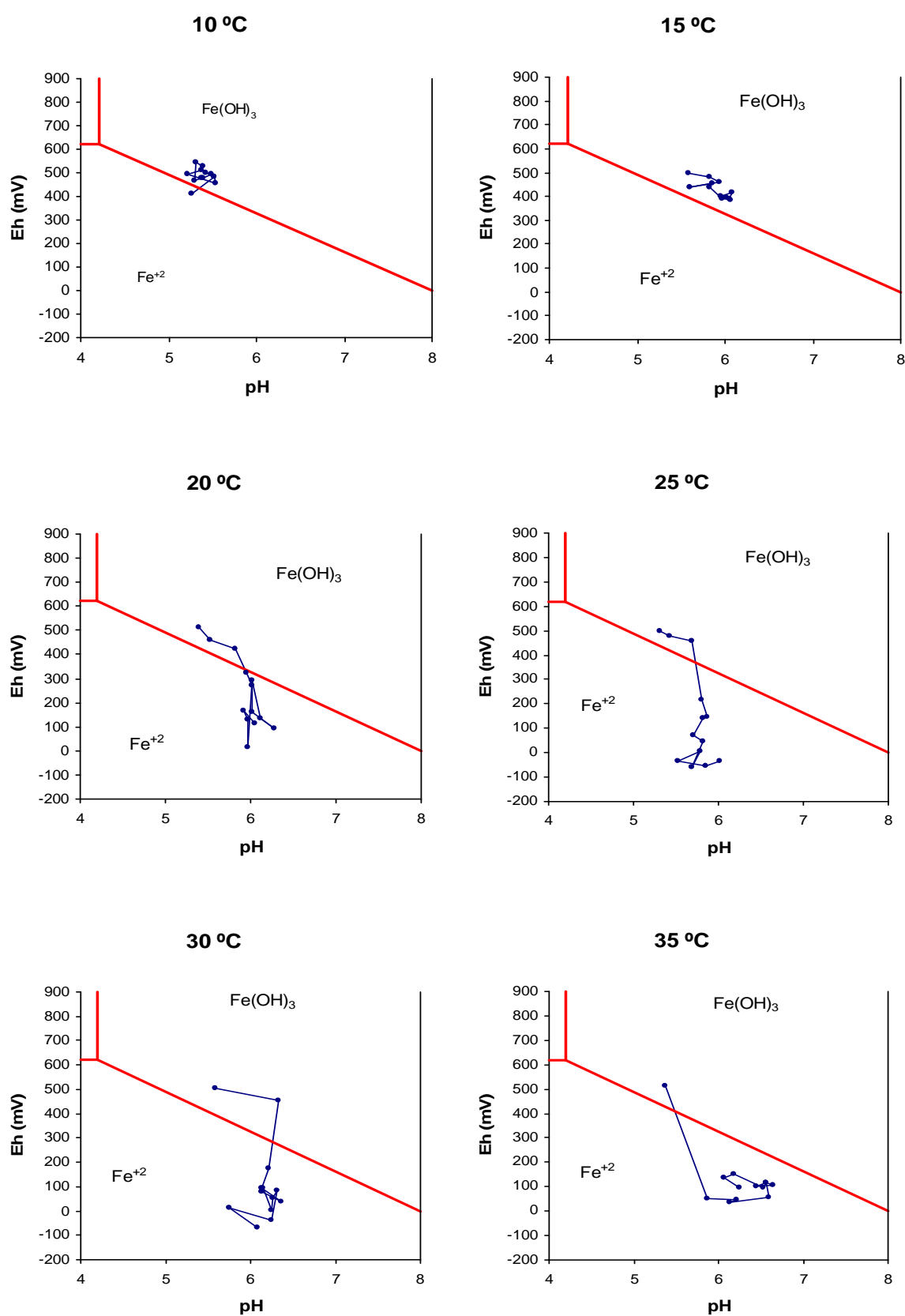


Figura 6.13.- Suelo Prado. Diagramas de Eh-pH en relación a la estabilidad de las formas de hierro (Hess y Blanchar, 1977) a lo largo de la incubación, para los tres suelos y todas las temperaturas de incubación.

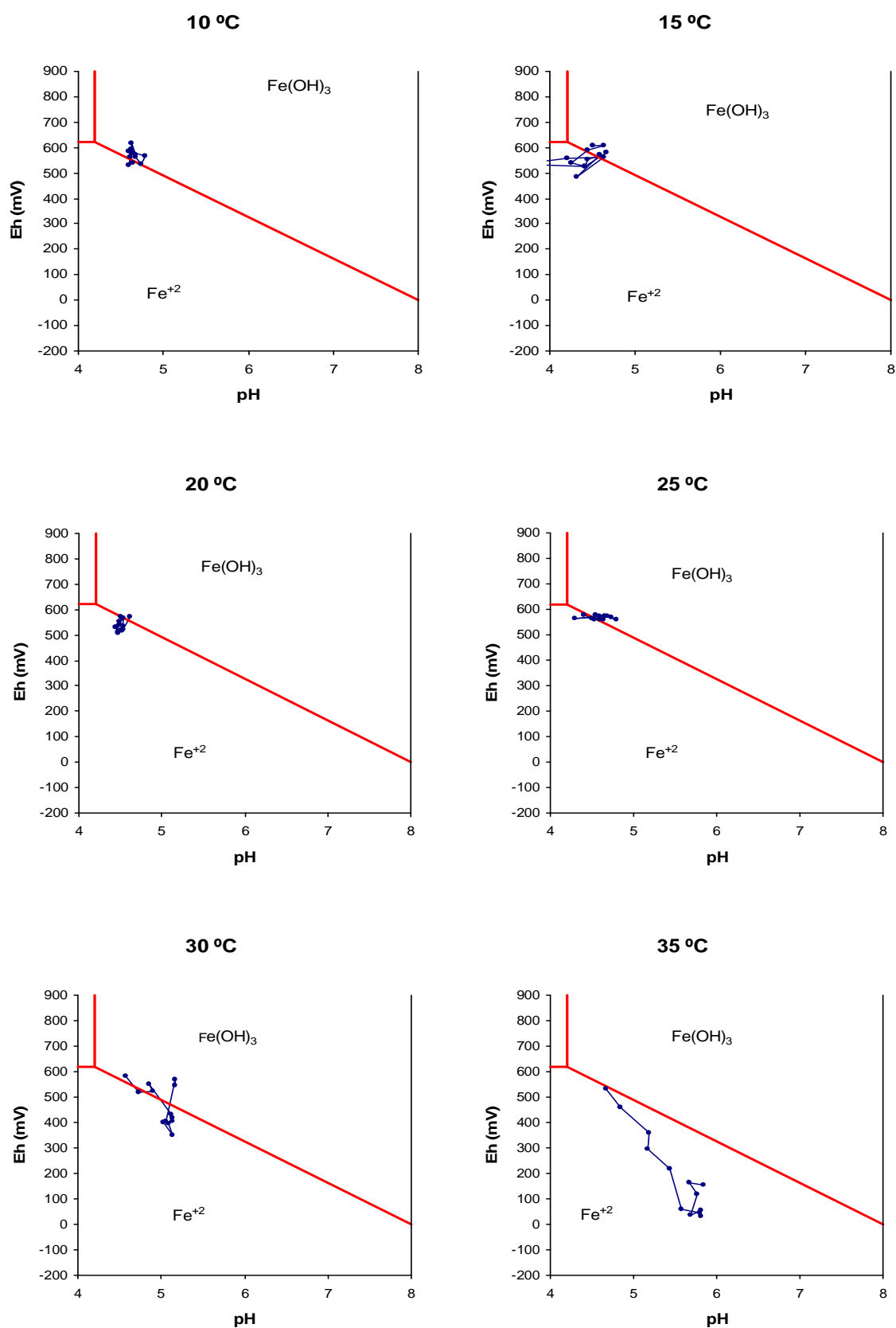


Figura 6.14.- Suelo Cultivo-patata. Diagramas de Eh-pH en relación a la estabilidad de las formas de hierro (Hess y Blanchar, 1977) a lo largo de la incubación, para los tres suelos y todas las temperaturas de incubación.

Hay que indicar, además, que en ningún momento fue detectado que las muestras alcanzasen de forma clara las condiciones de reducción que pudieran provocar la formación de metano y este dato está de acuerdo con las determinaciones de gases realizadas por Rey (2001) en las que este gas no se detectó bajo ninguna condición de incubación, aunque este resultado tanto puede indicar una ausencia de formación de metano como un flujo negativo del mismo, consumiendo el suelo una mayor cantidad de metano que la que podría producir (Bowden et al., 1997; Castro et al., 1995).

Considerando el rango de temperaturas de los suelos gallegos (10 – 15 °C) y la posible variación de estas temperaturas, como consecuencia del cambio climático, habría que pensar que el encharcamiento del suelo como consecuencia de un incremento del régimen de precipitaciones apenas modificaría el estado redox de los suelos y, únicamente en los suelos de prado, debido a la mayor temperatura que podría alcanzar la superficie del suelo como consecuencia de la menor protección que realiza la vegetación, podría esperarse que condujera hacia situaciones de anaerobiosis estricta sólo muy puntualmente. En la mayor parte de los casos, el encharcamiento llevaría a los suelos aeróbicos hacia condiciones de anaerobiosis facultativa, actuando como aceptores de electrones fundamentales el hierro oxidado y los nitratos.

6.2.2. Emisión de CO₂

La respiración de los tres suelos a la humedad del 160% de la capacidad de campo pone de manifiesto determinadas peculiaridades. Así, en primer lugar, y en los tres suelos, el aumento de la temperatura de incubación provoca un incremento de la emisión de CO₂, sugiriendo que cualquier efecto negativo sobre la respiración provocado por el exceso de agua es neutralizado por la acción de la temperatura. A pesar de este comportamiento común frente a la temperatura, los suelos mostraron algunas características peculiares, sobre todo cuando se compara la emisión al 160% de humedad de campo en relación a la emitida a la humedad del 100%. El hecho más destacado es que, independientemente de la temperatura, en el suelo Robledal las emisiones a la humedad más elevada son siempre inferiores a las obtenidas a la humedad del 100% (Figura 6.15), oscilando la relación entre la emisión a 160% y la emisión a 100% entre 0,82 y 0,94, sin ninguna tendencia clara con la temperatura. En los suelos Prado y Cultivo-patata se produce el efecto contrario. La emisión al 160% de capacidad de campo es siempre superior a la emisión al 100% (Figura 6.15) e, incluso, a la temperatura de 35 °C la emisión en el suelo Cultivo-patata se hace superior a la del suelo Robledal. Además, en los suelos Prado y Cultivo-patata, el incremento de la emisión entre las humedades del 100 y del 160% muestra una clara relación con la temperatura, ya que el valor del cociente tiende a incrementarse con la temperatura (en el suelo Prado 1,56 a 10 °C y 1,89 a 30 °C; en el suelo Cultivo-patata varía desde 1,28 a 10 °C, hasta 1,73 a 30 °C), aunque en ambos suelos el valor del cociente a la temperatura de 35 °C es inferior al obtenido a 30 °C, poniendo de manifiesto la existencia a la temperatura más alta de algún agente limitante sobre la respiración edáfica.

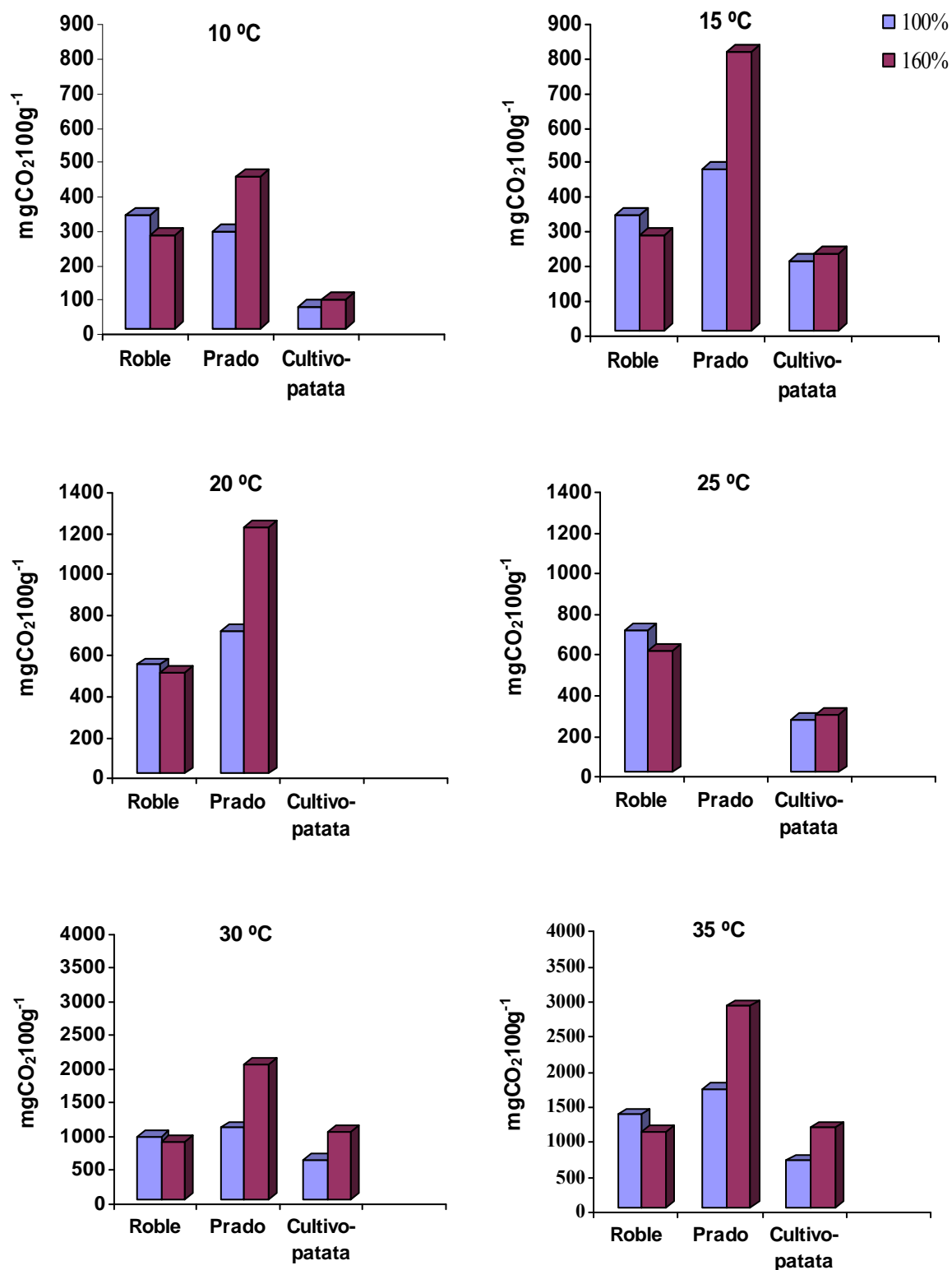


Figura 6.15.- Comparación entre la emisión de CO₂ a las humedades de 100 y 160% c.c. de los tres suelos a todas las temperaturas de incubación.

Es llamativo el hecho de que bajo condiciones de elevada humedad del suelo que conducen hacia la anaerobiosis facultativa o, incluso, estricta en algunos momentos, se desarrolle una mayor respiración que bajo condiciones aeróbicas no limitadas por la falta ni de agua ni de oxígeno. Normalmente, en incubaciones de muestras de suelos bajo condiciones anóxicas suele producirse una tasa inicial de desprendimiento de CO₂ muy elevada, aunque posteriormente esta tasa tiende a declinar hasta hacerse constante, pero siempre inferior a las tasas de respiración de muestras incubadas en condiciones óxicas (Moore y Dalva, 1993). Los autores anteriores han encontrado que la relación de respiración entre muestras óxicas y anóxicas es normalmente alrededor de 2,5:1, esto es, dos veces y media superior en presencia de oxígeno que en ausencia del mismo.

De todas maneras, hay una amplia diversidad entre los valores obtenidos por diferentes autores para la emisión en condiciones óxicas y anóxicas. Así, en incubaciones de 12 días, Scanlon y Moore (2000) obtienen emisiones entre 7 y 16 veces superiores para las muestras incubadas en condiciones óxicas que en las anóxicas. En incubaciones a más largo plazo, autores como Magnusson (1993) indican cocientes de 5:1 hasta 11:1 en incubaciones de 26 semanas, y siempre con mayor emisión las muestras de suelo incubadas en presencia de oxígeno que en su ausencia, mientras que Bergman et al. (1999) consideran relaciones desde 3:1 hasta 13:1, y Updegraff et al. (1995) en incubaciones de 80 semanas encuentran que la respiración bajo condiciones óxicas es entre 2 y 4 veces superior a la que se produce en condiciones anóxicas. Por su parte, Bridgham et al. (1998) citan, en incubaciones de 59 semanas de duración, valores entre 4 y 8 veces superiores para la emisión de las muestras óxicas. Esa mayor actividad de las muestras óxicas frente a las anóxicas se ha citado incluso en condiciones de campo en donde autores como Bubier et al. (1998) y Silvola et al. (1996) han determinado que el flujo de CO₂ es entre 4 y 6 veces superior en suelos aireados frente al que se produce en suelos encharcados. Está claro que aunque la emisión no depende sólo de las características ambientales (temperatura y humedad), sino también de las características del sustrato a descomponer (que en los suelos aquí estudiados podría ser muy diferente a la de los suelos citados en la bibliografía), el comportamiento mostrado por los suelos Prado y Cultivo-patata haya que considerarlo como fuera de lo normal.

Una posible explicación de ese comportamiento puede obtenerse cuando se analizan los datos de desprendimiento de CO₂ a lo largo de la incubación. En el caso del suelo Robledal y para cualquiera de las temperaturas (Figura 6.16), la emisión de CO₂ es prácticamente lineal con el tiempo y se incrementa progresivamente con la temperatura. Los datos de emisión se pueden ajustar a un modelo monocompartimental siguiendo una cinética de primer orden. En la tabla 6.22 se indican las velocidades obtenidas para las diferentes temperaturas. El comportamiento de este suelo sería el esperado: similarmente a lo que ocurriría en condiciones de disponibilidad de oxígeno, la mineralización sigue una cinética de primer orden con el progresivo consumo de la materia orgánica más lábil, estando estimulado el proceso por las temperaturas crecientes.

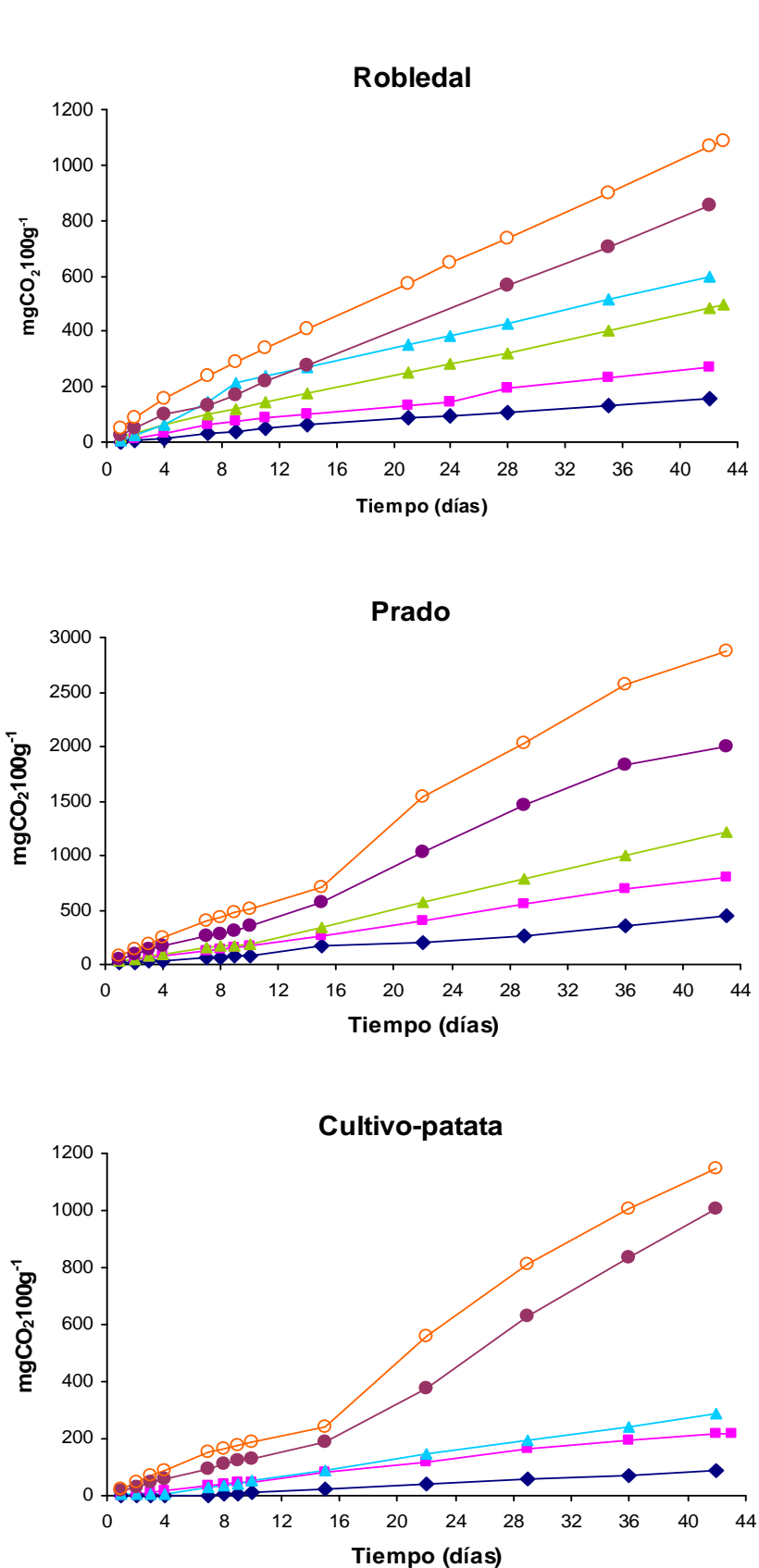


Figura 6.16.- Emisiones de CO₂ absolutas de los tres suelos a lo largo del período de incubación, obtenidas para cada una de las temperaturas en las muestras humectadas al 160% de humedad de la capacidad de campo.

Incluso a 35 °C, la velocidad de respiración es superior a la obtenida a 30 °C, sugiriendo que en este suelo no hay limitaciones a la actividad microbiana por temperaturas extremas.

Tabla 6.22.- Velocidades de mineralización ($k \text{ d}^{-1}$) correspondientes a un modelo bicompartimental (el suelo Robledal no se ajusta a este modelo, por lo que se consideró un sustrato único) para los tres suelos.

		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
Robledal							
sustrato único	<i>k</i>	52x10 ⁻⁶	89x10 ⁻⁶	150x10 ⁻⁶	193x10 ⁻⁶	273x10 ⁻⁶	334x10 ⁻⁶
Prado							
primer sustrato	<i>k</i>	146x10 ⁻⁶	275x10 ⁻⁶	295x10 ⁻⁶	n. a.	482x10 ⁻⁶	682x10 ⁻⁶
segundo sustrato	<i>k</i>	*	*	446x10 ⁻⁶	n. a.	1123x10 ⁻⁶	1127x10 ⁻⁶
Cultivo-patata							
primer sustrato	<i>k</i>	53x10 ⁻⁶	122x10 ⁻⁶	n. a.	163x10 ⁻⁶	284x10 ⁻⁶	432x10 ⁻⁶
segundo sustrato	<i>k</i>	*	*	n. a.	n. a.	703x10 ⁻⁶	735x10 ⁻⁶

* sólo se mostró la presencia de un único sustrato lábil. n.a. datos experimentales no ajustables.

En el caso de los suelos Prado y Cultivo-patata la evolución de la emisión a lo largo del tiempo muestra un comportamiento diferente, no sólo por la forma de la curva de emisión acumulada sino también por la influencia de la temperatura. Así, en el suelo Prado las emisiones a 10 y 15 °C y en el suelo Cultivo-patata las emisiones hasta 25 °C muestran similar comportamiento que las observadas para el suelo Robledal: tendencia lineal con el tiempo de incubación e incrementos progresivos de la emisión con la temperatura (Figura 6.16). Si embargo, a las temperaturas de 30 y 35 °C para el suelo Cultivo-patata y a temperaturas superiores a 20 °C para el suelo Prado la curva de emisión presenta una inflexión, aproximadamente entre los 10 y 15 días de iniciada la incubación, incrementándose de forma abrupta la emisión de CO₂. Un comportamiento de este tipo sugiere que la emisión responde a un modelo bicompartimental en el que el sustrato más lábil se mineraliza con posterioridad al menos lábil. La representación del logaritmo del C remanente en el suelo a lo largo del tiempo permite separar claramente la mineralización de ambos tipos de sustratos y estimar las correspondientes velocidades de mineralización, similarmente a lo indicado por González-Sangregorio et al. (1991). En la tabla 6.22 se presentan los valores de estas velocidades, tanto para el primero como para el segundo de los sustratos, en aquellos casos en que su presencia se ha hecho evidente. Se puede apreciar que la velocidad de mineralización del primer sustrato para el suelo Cultivo-patata es muy similar a la obtenida para el suelo Robledal y para el suelo Prado claramente superior a los otros dos suelos, con la circunstancia de que este suelo Prado sigue mostrando, incluso a estas altas humedades, una mayor actividad biológica que los otros dos suelos (las velocidades calculadas son directamente comparables ya que están referidas a unidad de carbono edáfico y no a peso de suelo). Para los suelos Prado y Cultivo-patata, la velocidad de mineralización del primero de los sustratos se incrementa con la temperatura, similarmente a como había ocurrido con el suelo Robledal.

Si se calculan los valores de Q_{10} , considerando como temperatura óptima la temperatura de 15 °C, se puede apreciar cómo la sensibilidad en el suelo Robledal disminuye progresivamente con la temperatura (Tabla 6.23), similarmente a lo que había ocurrido en condiciones óxicas, mientras que para los suelos Prado y Cultivo-patata las menores sensibilidades se obtienen a las temperaturas entre 20 y 25 °C, incrementándose ligeramente el valor de Q_{10} para las temperaturas superiores (30 y 35 °C).

Tabla 6.23.- Valores de Q_{10} para los tres suelos, incubados en condiciones de saturación de agua y calculados considerando como temperatura óptima 15 °C.

		10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C
Robledal							
sustrato único	Q_{10}	2,93	---	2,84	2,17	2,11	1,94
Prado							
primer sustrato	Q_{10}	3,55	---	1,15	n. a.	1,45	1,57
segundo sustrato	Q_{10}	n. a.	---	n. a.	n. a.	2,33	1,65
Cultivo-patata							
primer sustrato	Q_{10}	5,30	---	n. a.	1,34	1,76	2,32
segundo sustrato	Q_{10}	n. a.	---	n. a.	n. a.	2,47	1,70

n.a. datos experimentales no ajustables.

En cuanto al segundo de los sustratos (Tabla 6.23), se puede apreciar que la velocidad de mineralización es más elevada en el suelo Prado que en el suelo Cultivo-patata, pero que en ambos suelos la velocidad de mineralización a 30 °C es idéntica a la de 35 °C.

Estos resultados llevan a plantear cuál podría ser la causa del comportamiento anómalo mostrado por los suelos Prado y Cultivo-patata en relación al comportamiento normal mostrado por el suelo Robledal. El que se comporten de manera similar estos suelos bajo condiciones en las que alcanzaron diferentes intensidades de reducción hace suponer que el comportamiento sea independiente del estado redox del suelo o, en todo caso, motivado por algún factor ligado a condiciones redox no muy drásticas. En este aspecto podría pensarse en la producción de un incremento en la disponibilidad de nutrientes que hubiera estimulado la actividad microbiana, tal como señalan diferentes autores (McKenzie et al., 1998; Certini et al., 2003). Igualmente, podría pensarse que las condiciones de la incubación hubieran provocado una solubilización de los fosfatos de hierro al reducirse el Fe(+3) a Fe(+2). Dado que en condiciones de aerobiosis la mayor parte del fósforo se encuentra asociado a formas adsorbidas sobre los óxidos de hierro y aluminio del suelo (Smeck, 1985), la reducción del hierro generaría un fuerte incremento del fósforo asimilable a los microorganismos, bien debido a la mayor solubilidad de los fosfatos de Fe(+2), bien debido a la disminución de las superficies adsorbentes (generada por la reducción de los óxidos de hierro). Por tanto, es lógico que este efecto sea intenso, además, en aquellos suelos en donde el contenido de fósforo es elevado, tal como son los suelos Prado y Cultivo-patata. No obstante esta posible explicación, el hecho de que la velocidad de mineralización del segundo de los sustratos sea similar a las temperaturas de 30 y 35 °C sugiere que esa mineralización no depende únicamente de una modificación de la microflora edáfica o de la estimulación de su actividad (que, por otra parte, mantiene

velocidades diferentes de transformación a esas temperaturas para la evolución del primero de los sustratos). Por tanto, se podría dar como hipótesis que tanto en el suelo Prado como en el suelo Cultivo-patata la incubación bajo condiciones de alto contenido en agua genera un nuevo sustrato, no presente inicialmente, posiblemente originado por la transformación de materiales orgánicos procedentes de la fertilización y que sufrirían un proceso de descomposición peculiar bajo las condiciones de la incubación. El proceso sería activado por la temperatura y de ahí que la presencia de este sustrato no se manifieste a bajas temperaturas. El que este proceso esté ausente en el suelo Robledal sugiere que el origen de este sustrato es ajeno a la dinámica natural del suelo, por lo que enfatiza la importancia de la fertilización orgánica del mismo, y, por tanto, la importancia del manejo y uso de los suelos, en la problemática de los efectos del cambio climático.

Una evolución similar en la emisión del CO_2 a la mostrada por los suelos Prado y Cultivo-patata (incremento de la emisión con el tiempo de incubación bajo condiciones de intensa hidromorfía) ha sido señalada por Wang y Bettany (1995) en suelos que normalmente se encuentran en condiciones óxicas y son inundados durante períodos breves. Estos autores consideran que este efecto sería debido, básicamente, a la formación de un sustrato más soluble generado como consecuencia del efecto de encharcamiento del suelo. Para estos autores la aparición de este sustrato sería consecuencia de procesos de solubilización y/o fermentación de la materia orgánica del suelo, aunque también consideran que la mayor emisión observada podría ser debida a procesos de tipo abiótico causados por una disolución de los carbonatos del suelo como consecuencia de la mayor cantidad de ácidos orgánicos generada bajo condiciones de hidromorfía elevada (Ponnamperuma, 1972).

6.2.3. *Dinámica de las formas de nitrógeno inorgánico*

El mantenimiento de las condiciones de hidromorfía en los suelos genera modificaciones en el ciclo del nitrógeno, sobre todo en lo que se refiere al balance de las formas de N-NO_3^- y a la emisión de gases de nitrógeno. Tal y como puso de manifiesto Rey (2001), las condiciones elevadas de humedad provocan, en los tres suelos, una emisión de N_2O , mucho más intensa en el suelo Prado que en los suelos Robledal y Cultivo-patata. En todos los casos, la emisión mostró una clara relación con la temperatura de incubación, incrementándose progresivamente la emisión con la misma. Rey et al. (2008) indican que en los tres suelos la emisión de óxido nitroso siguió el modelo de Van't Hoff y que el suelo con mayor valor de Q_{10} y, por tanto, con una mayor sensibilidad a la temperatura, fue el suelo Robledal y el de menor sensibilidad el suelo Cultivo-patata. Además, la cinética de emisión fue diferente para los tres suelos: en el suelo Robledal la emisión fue escalonada a lo largo de los 30 primeros días de la incubación mientras que en el suelo Prado la emisión fue ya muy intensa desde los primeros momentos de la incubación y se paralizó prácticamente al cabo de 13 días de incubación. Los autores citados consideran que estas diferencias en la cinética parecen ser el reflejo de la evolución del valor de Eh del suelo durante la incubación. A pesar de esta clara dependencia con la temperatura, las cantidades

totales de N_2O emitidas son muy pequeñas en relación al nitrógeno inorgánico total del suelo, a excepción del suelo Prado en donde a $35\text{ }^\circ\text{C}$ la emisión en forma de N_2O llega a suponer más de $11\text{ mg de N kg}^{-1}$ de suelo.

La existencia de esta emisión pone de manifiesto que se está produciendo en todas las circunstancias un claro proceso de desnitrificación, lo que supone una paralización del proceso de nitrificación (Conrad, 1995; Freney et al., 1981; Freney y Denmead, 1992) o, cuando menos, una notable ralentización. Esta paralización hay que considerarla que se genera como consecuencia de la incapacidad de la microflora nitrificante para oxidar el amonio, debido a la ausencia de oxígeno provocada por las condiciones redox (Bremner y Blackmer, 1978; Hutchinson y Davidson, 1993). Por ello, hay que considerar que bajo las condiciones elevadas de humedad que representan el 160% de la capacidad de campo el nitrato inicialmente presente en el suelo será la fuente para los óxidos de nitrógeno y, asimismo, será la única fuente de nitrato para satisfacer las necesidades de la microflora. Por ello, no debe extrañar que el balance de nitratos en la incubación realizada a esta temperatura sea generalmente negativo, indicando que a lo largo de la incubación se va produciendo la progresiva utilización de los nitratos inicialmente presentes en el suelo, y que las cantidades sean muy similares para las diferentes temperaturas de incubación, lo que refleja esa imposibilidad de formación de nitratos, independientemente de la actividad que muestre la microflora. Se alejan de este comportamiento, por un lado, la muestra del suelo Cultivo-patata incubada a la menor temperatura y en la que la inmovilización del nitrato es muy pequeña, tal como sería de esperar dada la escasa actividad respiratoria que mostró (indicativa de una baja actividad microbiana) y la prácticamente nula emisión de óxido nitroso. Por otro lado, las muestras del suelo Robledal incubadas a 10 y $15\text{ }^\circ\text{C}$ que muestran una pequeña, pero patente, nitrificación sugiriendo que en estas condiciones no se ha alcanzado todavía un nivel redox que inhiba la oxidación del amonio a nitratos. En estas mismas muestras la emisión de óxido nitroso es prácticamente nula, poniendo de manifiesto que todavía no es operativa la desnitrificación.

Desgraciadamente no es posible hacer un balance del nitrógeno inorgánico, ya que la determinación del óxido nitroso se realizó en una experiencia paralela, bajo condiciones ligeramente diferentes a las utilizadas para el seguimiento de las formas iónicas del nitrógeno. De ahí que el cálculo de consumo del nitrato por la microflora edáfica a lo largo de la incubación mediante la diferencia entre la disminución de nitrato observada y la emisión de óxido nitroso lleve a valores anómalos, ya que esa diferencia se hace mayor cuanto más baja ha sido la temperatura, esto es, aparentemente ha sido mayor el consumo de nitratos cuando la actividad biológica ha sido menos elevada.

Una posible explicación a este resultado anómalo sería el considerar que junto con los nitratos inicialmente presentes, la microflora habría utilizado igualmente, las formas amoniacales que fueran resultado de los procesos de mineralización de la materia orgánica. En el suelo Robledal la amonificación tiende a incrementarse con la temperatura de incubación y, sobre todo, destacan los altos valores obtenidos a las temperaturas de 30 y $35\text{ }^\circ\text{C}$. En el suelo Prado la amonificación neta supone variaciones muy pequeñas, ya sean

positivas o negativas, del amonio inicialmente presente, sugiriendo que la microflora ha consumido todo, o prácticamente todo, el nitrógeno inorgánico amoniacal generado durante la incubación; es destacable el comportamiento de la muestra a 35 °C con una muy intensa amonificación, muy superior a la observada en el suelo Robledal. Este mismo comportamiento lo presenta el suelo Cultivo-patata en el que la variación del amonio inicialmente presente es muy pequeña (y generalmente negativa) hasta la temperatura de 30 °C; a esta temperatura y a la de 35 °C se produce una fuerte amonificación, mayor cuanto más elevada es la temperatura. Posiblemente esta fuerte actividad amonificante se encuentre relacionada con la intensa respiración mostrada por estos dos últimos suelos a las temperaturas más elevadas de la incubación. Hay que recordar que incluso en condiciones aeróbicas, la temperatura de 35 °C favorecería una intensa amonificación aún bajo condiciones de baja humedad, lo que sugiere que las poblaciones amonificantes son fundamentalmente termófilas y escasamente dependientes de la humedad edáfica.

El balance neto de nitrógeno bajo estas condiciones es positivo en el suelo Robledal, con una máxima cantidad de nitrógeno inorgánico mineralizado a la temperatura de 30 °C. En los suelos Prado y Cultivo-patata el balance es negativo, excepto a la temperatura de 35 °C en el suelo Prado. En este suelo, el balance es prácticamente constante hasta la temperatura de 30 °C (ya que viene determinado básicamente por la inmovilización del nitrato inicial), mientras que en el suelo Cultivo-patata el balance se hace más negativo hasta la temperatura de 25 °C y a partir de ese momento tiende a aproximarse a cero, debido a que la amonificación contrarresta el efecto de consumo del nitrato inicial.

6.2.4. Resumen

En resumen, considerando las temperaturas de los suelos gallegos (entre 10-15 °C, normalmente, a lo largo del año) un incremento de las precipitaciones que conduzca hacia un encharcamiento temporal de los suelos únicamente afectaría al estado redox de aquellos dedicados a prado, en donde sería factible el que se alcanzasen condiciones de anaerobiosis facultativa, incluso a estas temperaturas. De todas maneras, en aquellos suelos que hubieran estado sometidos a fertilizaciones orgánicas, ese encharcamiento conduciría a un incremento en la emisión de CO₂, en relación a la emisión bajo condiciones óxicas, incremento que sería en parte amortiguado por la disminución en la emisión que sufrirían los suelos bajo vegetación forestal y, posiblemente, bajo vegetación de matorral, en los que el incremento de humedad edáfica tendría una repercusión negativa sobre la respiración. En cuanto al ciclo del nitrógeno, en todos los suelos sometidos a uso agrícola o pratense se produciría una paralización de la nitrificación y una pérdida de nitrógeno bajo formas gaseosas, importante sobre todo en los suelos dedicados a prado y que hayan sufrido una fertilización intensa a base de purines. En los suelos forestales, la emisión de óxido nitroso sería muy baja ya que a temperaturas entre 10-15 °C no se paralizaría la nitrificación, aunque transcurriría a escasa velocidad. Para todos los usos del suelo, la combinación de

incremento de humedad edáfica y aumento de temperatura facilitará una mayor emisión de óxido nitroso y una tendencia a la acumulación en los suelos de formas amoniacales.

7. CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES

1) En todos los suelos la emisión de CO_2 se incrementa con el tiempo de incubación, la temperatura y la humedad, mostrando asimismo dependencia del tipo y cantidad de materia orgánica del suelo, ya que los suelos bajo vegetación de robledal y los dedicados a prado emiten más CO_2 que los suelos dedicados a cultivo, bajo cualquiera de las condiciones de incubación.

2) Para unas determinadas condiciones de humedad y de duración de la incubación, la emisión absoluta de CO_2 por los suelos a las diferentes temperaturas se ajusta, con un nivel de significación alto, a los modelos exponenciales de Van't Hoff y de Lloyd y Taylor. Los valores de Q_{10} así obtenidos indican que la sensibilidad de la respiración a los cambios de temperatura es mayor cuanto menor es la temperatura a la que se encuentra el suelo.

3) La evolución de la emisión para las diferentes temperaturas a lo largo de la incubación, para un determinado nivel de humedad, se ajusta de manera significativa tanto a modelos mono-compartimentales como bi-compartimentales. No obstante, el comportamiento aleatorio de los parámetros del modelo mono-compartimental con la temperatura y tiempo de incubación no permite estimar de forma segura ni el tamaño del *pool* de materia orgánica lábil ni la sensibilidad a la temperatura del mismo. El modelo bi-compartimental pone de manifiesto la escasa importancia del *pool* de materia orgánica lábil y que los valores de la constante cinética del segundo de los compartimentos, o compartimento de la materia orgánica recalcitrante, muestra una clara dependencia de tipo exponencial con la temperatura de incubación.

4) Los valores de Q_{10} obtenidos para el segundo de los compartimentos indican que la sensibilidad a la temperatura de la materia orgánica recalcitrante a la temperatura es menor que la obtenida a partir de los datos de emisión. Esto sugiere que la mineralización de la materia orgánica recalcitrante de los suelos de Galicia se vería escasamente afectada por las modificaciones de la temperatura.

5) En los suelos estudiados, la humedad manifiesta efectos contrarios sobre la respiración: En los suelos bajo vegetación climax (bajo robledal) la mayor respiración se produce a capacidad de campo, disminuyendo la emisión a valores superiores de humedad. En los suelos afectados por el uso (suelos bajo prado y suelos de cultivo) la respiración se incrementa a medida que aumenta la humedad, incluso cuando los valores son superiores a los de capacidad de campo, lo que sugiere la participación de procesos fermentativos

provocados por la presencia en estos suelos de materiales orgánicos usados como fertilizantes.

6) En general, la influencia de la humedad sobre la respiración edáfica puede ser modelada de forma altamente significativa mediante una función cuadrática completa. No obstante, la complejidad de la ecuación y la variabilidad de los signos de los coeficientes hace difícil estimar la sensibilidad de la respiración a este factor. De todas formas, el comportamiento de los parámetros del modelo bi-compartimental para las distintas humedades ensayadas sugiere que la mineralización de la materia orgánica más recalcitrante se potenciaría con un incremento de la humedad del suelo.

7) Bajo condiciones de humedad superiores a capacidad de campo, en las que los suelos tienden a alcanzar condiciones de anaerobiosis facultativa, la sensibilidad de la respiración a la temperatura es mayor que bajo condiciones de humedad inferiores o iguales a la de capacidad de campo, condiciones en las que los suelos mantienen un estado óxico.

8) Bajo condiciones de humedad inferiores a capacidad de campo, la respiración del suelo puede ser modelada con una fiabilidad extraordinariamente elevada mediante ecuaciones que incluyen como variables la temperatura, la humedad y la duración de la incubación. En los suelos estudiados, la significación del mejor modelo alcanzó el nivel $p \leq 0,001$ y la bondad del 98% para el suelo bajo vegetación *climax*, del 91% para el suelo bajo vegetación *pratense* y del 96% para el suelo bajo cultivo.

9) Para los tres suelos estudiados, el mejor modelo para estimar la respiración del suelo es una ecuación que incluye los términos de interacción resultantes de la combinación de las variables temperatura, humedad y duración, tomados de dos en dos, el término temperatura al cuadrado y los términos lineales de las tres variables. En todos los casos el término más significativo corresponde a la interacción temperatura x duración, esto es, a un término equivalente a la integral térmica.

10) La posibilidad de un modelo matemático que explique la emisión de CO₂ del suelo en función de factores climáticos permite hacer predicciones sobre lo que supondría el efecto de un cambio climático en la emisión de CO₂ por los suelos gallegos y como ese cambio climático afecta a los suelos bajo diferente uso. El modelo utilizado pone de manifiesto que un cambio climático que suponga un aumento de 2 °C de temperatura y un incremento de humedad que haga que los suelos se encuentren al 80% de la capacidad de campo (considerando un valor medio anual) haría que la emisión de CO₂ fuese 2,38 veces la actualmente existente, siendo los ecosistemas *pratenses* los principales responsables de dicho incremento.

11) Las formas de nitrógeno inorgánico y su dinámica a lo largo de la incubación, son afectadas de manera particular en cada suelo por las variaciones de temperatura y humedad. En general, el factor que más afecta a la distribución y dinámica de estas formas

es la humedad edáfica, siendo el comportamiento de los suelos bajo condiciones óxicas totalmente distinto al de los suelos bajo condiciones anóxicas.

12) Bajo condiciones óxicas, en todos los suelos estudiados los procesos de amonificación son fuertemente dependientes de la temperatura, activándose de manera intensa a temperaturas superiores a 30 °C, lo que sugiere que las poblaciones amonificantes son termófilas. Por el contrario, los procesos de nitración apenas muestran una respuesta a los cambios de temperatura. Independientemente del tipo de respuesta observada, en ningún caso los modelos exponenciales de Van't Hoff y de Lloyd y Taylor aportaron información clara sobre la sensibilidad a la temperatura de los procesos que afectan al ciclo del nitrógeno.

13) Bajo condiciones óxicas, el balance de nitrógeno inorgánico en los suelos bajo vegetación de robledal (*climax*) es distinto al de los suelos afectados por el uso: en los primeros la mineralización del nitrógeno orgánico se incrementa hasta el nivel de capacidad de campo, mientras que en los suelos afectados por el uso, el máximo se alcanza a niveles del 60-65% de la capacidad de campo. Independientemente del uso del suelo, en todos los casos la forma de nitrógeno inorgánico más afectada por las modificaciones de la humedad edáfica fue la forma amoniacal.

14) En condiciones anóxicas, y debido a que bajo ellas se alcanzan condiciones redox de anaerobiosis facultativa, el ciclo del nitrógeno se ve fuertemente modificado. En general, se produce una acumulación de formas amoniacales, y en aquellos suelos que recibieron fertilizantes orgánicos se manifiestan procesos intensos de desnitrificación, sobre todo cuando las temperaturas de incubación son superiores a 25 °C.

15) Bajo condiciones óxicas, el mejor modelo para explicar la evolución de las distintas formas de nitrógeno inorgánico en función de la temperatura, humedad y duración de la incubación es el denominado modelo máximo, aunque la bondad de los ajustes son siempre inferiores a los obtenidos para los datos de emisión de CO₂. En cualquier caso, y como ocurre para la emisión de CO₂, el término más significativo para explicar la variación de las formas de nitrógeno ha sido el término equivalente a la integral térmica, en el caso de las formas amoniacales, y el de interacción humedad x duración, en el caso de las formas nitrato.

8. BIBLIOGRAFÍA

8 BIBLIOGRAFIA

- Abaurrea, J., Asín, J., Erdozain, O., Fernández, E. 2001. Climate variability analysis of temperature series in the medium Ebro river basin. En: Brunet, M., López, J.A. (Eds.) *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. Berlin Springer, Berlin, pp 109-118.
- Adams, J.M., Faure, H., Faure-Denard, L., McGlade, J.M., Woodward, F.I., 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature* 348, 711-714.
- AEMA, 2002. Señales ambientales 2002. Referencias para el milenio. Resumen. *Agencia Europea de Medio Ambiente*. Luxemburgo, 27 pp.
- AEMA, 2003. El medio ambiente en Europa: tercera evaluación. Resumen. *Agencia Europea de Medio Ambiente*. Luxemburgo, 61 pp.
- Agren, G.I., 2000. Temperature dependence of old soil organic matter. *Ambio* 29, 55.
- Agren, G.I., Bosatta, E., 1998. *Theoretical Ecosystem Ecology – Understanding Element Cycles*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Agren, G.I., Bosatta, E., 2002. Reconciling differences in predictions of temperature response of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 192-132.
- Agren, G.I., Ingestad, T., 1987. Root:shoot as a balance between nitrogen productivity and photosynthesis. *Plant, Cell and Environment* 10, 579-586.
- Alexander, M., 1977. *Introduction to Soil Microbiology*. John Wiley, New York, 22^a edition, 467 pp.
- Ambus, P., Robertson, G.P., 1999. Fluxes of CH₄ and N₂O from aspen stands grown under ambient and twice-ambient CO₂. *Plant and Soil* 209, 1-8.
- Ambus, P., Selsted, M.B., Andersson, M., Carter, M.S., Larsen, K.S., Michelsen, A., Pilegaard, K., Mikkeslsen, T.N., Beier, C., 2007. Combined effects of drought, temperature and CO₂ on GHG emissions from temperate shrubland. En: Jandl, R., Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, COST Action 639, Vienna, pp. 39-41.
- Ammann, C., Flechard, C., Leifeld, J., Neftel, A., Fuhrer, J., 2007. The carbon budget of newly established temperate grasslands depends on management intensity. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 121, 5-20.

- Amthor, J.S., 1991. Respiration in a future, higher-CO₂ world. *Plant, Cell and Environment* 14, 13-20.
- Anderson, D.W., Paul, E.A., 1984. Organo-mineral complexes and their study by radiocarbon dating. *Soil Science Society of America Proceedings* 48, 298-301.
- Andrén, O., Kätterer, T., 1987. ICBM - The introductory carbon balance model for exploration of soil carbon balances. *Ecological Applications* 7, 1226-1236.
- Andrén, O., Paustian, K., 1987. Barley straw decomposition in the field: a comparison of models. *Ecology* 68, 1190-1200.
- Angers, D.A., Bolinder, M.A., Carter, M.R., Gregorich, E.G., Drury, C.F., Liang, B.C., Voroney, R.P., Simard, R.R., Donald, R.G., Beyaert, R.P., Martel, J., 1997. Impact of tillage practices on organic carbon and nitrogen storage in cool, humid soils of eastern Canada. *Soil and Tillage Research* 41, 191-201.
- Antonopoulos, V.Z., 1999. Comparison of different models to simulate soil temperature and moisture effects on nitrogen mineralization in the soil. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 162, 667-675.
- Anuario de Estadística Agraria de Galicia, 2003. Publicación en hipertexto, http://mediorural.xunta.es/externos/anuario_2003/indice.htm
- Arp, W.J., 1991. Effects of source-sink relations on photosynthetic acclimation to elevated CO₂. *Plant, Cell, Environment* 14, 869-875.
- Arrhenius, S., 1889. Über die Reaktionsgeschwindigkeit bei der Inversion von Rohrzucker durch Säuren. *Zeitschrift für Physik Chemie* 4, 226-248.
- Askenasy, P.E., Severson, R.C., 1988. Chemical procedures applicable to overburden and minesoils. En: Hossner, L.R. (Ed.) *Reclamation of surface mined lands, vol. 1*, CRC Presss, Boca Raton, Florida, USA, pp 55-80.
- Atkinson, D., 1980. The distribution and effectiveness of roots of tree crops. *Horticulture Review* 2, 425-490.
- Aussenac, G., 1987. Effects de l'éclaircie sur l'écophysiologie des peuplements forestiers. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 138, 685-700.
- Bacastow, R., Keeling, C.D., 1973. Atmospheric carbon dioxide and radiocarbon in the natural carbon cycle. II, Changes from A.D. 1700 to 2070 as deduced from a geochemical reservoir. En: Woolwell, G.M., Pecan, E.V. (Eds.) *Carbon in the biosphere*, U.S. Department of Commerce, Springfield, Virginia, USA, pp 86-135.

- Bachelet, D., Neue, H.U., 1993. Sources and sinks of methane. En: Khalil, M.A.K. (Ed.) *Atmospheric methane: sources, links and role in global chang.*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp 457-468.
- Baker, J.M., Ochsner, T.E., Venterea, R.T., Griffis, T.J., 2007. Tillage and soil carbon sequestration – what do we really know? *Agriculture, Ecosystems and Environment* 118, 1-5.
- Balasdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research* 53, 215-230.
- Balasdent, J., Mariotti, A., Guikllet, B., 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 25-30.
- Baldocchi, D., Valentini, R., Running, S., Oechel, W., Dahlman, R., 1996. Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biology* 2, 159-169.
- Bartlett, R.J., 1981. Oxidation-reduction status of aerobic soils. En: Dowdy, R.H., Baker, D.E., Ryan, J.A., van Volk, V. (Eds.) *Chemistry in the Soil Environment*, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, ASA, special publication n° 40, Madison, Wisconsin, USA, pp. 77-102.
- Bates, N.R.A., Michaels, F., Knap, A.H., 1996. *Seasonal and interannual variability of the oceanic carbon dioxide system at the U.S. JGOFS Bermuda atlantic time-series study site*. Dee-Sea Research, Part. II.
- Battle, M., Bender, M., Sowers, T., Tans, P.P., Butler, J.H., Elkins, J.T., Conway, J.T., Zhang, N., Lang, P., Clarke, A.D., 1996. Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. *Nature* 383, 2312-2315.
- Bauhus, J., Pare, D., Côté, L., 1998. Effects of tree species, stand age and soil type on soil microbial biomass and its activity in a southern boreal forest. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1077-1089.
- Bazzaz, F.A., 1990. The response of natural ecosystems to the rising global CO_2 levels. *Annual Review of Ecology and Systematics* 21, 167-196.
- Béguin, P., Aubert, J.P., 1994. The biological degradation of cellulose. *FEMS Microbiology Reviews* 13, 25-58.
- Bellamy, P., Loveland, P., Bradley, J., Murray, R., Kirk, G., 2005. Carbon losses from all soils across England and Wales 1978 - 2003. *Nature* 437, 245-248.

- Bender, M.L., Sowers, T., Barnola, J.N., Chappellaz, J., 1994. Changes in the O₂/N₂ ratio of the atmosphere during recent decades reflected in the composition of air in the firn at Vostok Station, *Antarctica. Geophysical Research Letters* 21, 189-192.
- Berg, B., 2000. Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *Forest Ecology and Management* 133, 13-22.
- Berg, B., Albrektson, A., Berg, M.P., Cortina, J., Johansson, M., Gallardo, A., Madeira, M., Pausas, J., Kratz, W., Vallejo, R., McClaugherty, C., 1999. Amounts of litter fall in some pine forests in a European transect, in particular Scots pine. *Annals of the Forestry Science* 56, 625-639.
- Bergman, I., Lundberg, P., Nilsson, M., 1999. Microbial carbon mineralisation in an acid surface peat: Effects of environmental factors for laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1867-1877.
- Bettany, J.R., Sagggar, S., Stewart, J.W.B., 1980. Division S-4—Soil fertility and plant nutrition. *Soh. Sci. Soc. Am. J.* 44, 70-75.
- Bermejo M, F., 1981. *Tratado de Química Analítica: general, cuantitativa e instrumental*. Dossat. Madrid.
- Bevington, K.B., Castle, W.S., 1985. Annual root growth pattern of young citrus trees in relation to shoot growth, soil temperature and soil water content. *Journal American Society of Horticultural Science* 110, 840-845.
- Billings, W.D., Luken, J.O., Mortensen, D.A., Peterson, K.M., 1982. Arctic tundra: a source or sink for atmospheric carbon dioxide in a changing environment? *Oecologia* 53, 7-11.
- Billings, W.D., Luken, J.O., Mortensen, D.A., Peterson, K.M., 1983. Increasing atmospheric carbon dioxide: possible effects on Arctic tundra. *Oecologia* 58, 286-289.
- Billings, W.D., Peterson, K.M., Shaver, G.R., Trent, A.W., 1977. Root growth, respiration and carbon dioxide evolution in an Arctic tundra soil. *Arctic and Alpine Research* 9, 129-137.
- Binkley, D., 1995. The influence of tree species on forest soils: Processes and patterns. En: Mead, D.J., Cornforth, I.S. (Eds.) *Proceeding of the Trees and Soil Workshop*, Lincoln University 28 February-2 March 1994. Lincoln University Press, Canterbury, NZ, pp 1-33.
- Bird, M.I., Chivas, A.R., Head, J., 1996. A latitudinal gradient in carbon turnover times in forest soils. *Nature* 381, 143-146.

- Bird, M.I., Lloyd, J., Farquhar, G.D., 1994. Terrestrial carbon storage at the Last Glacial Maximum. *Nature* 371, 566.
- Blair, G.J., Lefroy, R.D.B., Lisle, L., 1995. Soil carbon fractions based on their degree of oxidation and the development of a carbon management index for agricultural systems. *Australian Journal of Agricultural Research* 46, 1459-1466.
- Blair, N., Faulkner, R.D., Till, A.R., Korschens, M., Schulz, E., 2006. Long-term management impacts on soil C, N and physical fertility – Part II: Bad Lauchstädt static and extreme fym experiments. *Soil and Tillage Research* 91, 39-47.
- Blanchar, R.W., Marshall, C.E., 1981. Eh and pH measurements in Menfro and Mexico soils. En: Dowdy, R.H., Baker, D.E., Ryan, J.A., van Volk, V. (Eds.) *Chemistry in the Soil Environment*, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, ASA, special publication n° 40, Madison, Wisconsin, USA, pp. 103-128.
- Blevins, L.L., Prescott, C.E., van Niejenhuisb, A., 2006. The roles of nitrogen and phosphorus in increasing productivity of western hemlock and western red-cedar plantations on northern Vancouver Island. *Forest Ecology and Management* 234, 116-122.
- Boden, T., Sepanski, R.J., Stoss, F.W., 1991. *Trends 91: a compendium of data on global change*. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA.
- Bohn, Hinrich, L., 1985. *Soil Chemistry*. USA.
- Boicot, A.J., Gray, J., 2001. A critique of Phanerozoic climatic models involving changes in the CO₂ content of the atmosphere. *Earth Science Reviews* 56, 1-159.
- Bol, R., Bolger, Th., Cully, R., Little, D., 2003. Recalcitrant soil organic materials mineralize more efficiently at higher temperatures. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 166, 300-307.
- Bolin, B., 1977. Changes in land biota and their importance for the carbon cycle. *Science* 196, 613-615.
- Boone, R.D., Nadelhoffer, K.J., Canary, J.D., Kaye, J.P., 1998. Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature* 396, 570-572.
- Bosatta, E., Agren, G.I., 1999. Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1889-1891.
- Bottner, P., Coûeaux, M.M., Anderson, J.M., Berg, B., Billès, G., Bolger, T., Casabianca, H., Romanyà, J., Rovira, P., 2000. Decomposition of ¹³C-labelled plant material in a European 65-40° latitudinal transect of coniferous forest soils: simulation of climate change by traslocation of soils. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 527-543.

- Bouwman, A.F., 1990. Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. En: Bouwman, A.F. (Ed.) *Soils and the Greenhouse Effect*, Wiley, New York, pp 61-127.
- Bouwman, A.F., 1996. Direct emission of nitrous oxide from agricultural soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 46, 53-70.
- Bouwman, A.F., Fung, L., Matthews, E., John, J., 1993. Global analysis of the potential for N₂O production in natural soils. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 557-597.
- Bowden, R.D., Newkirk, K.M., Rullo, G.M., 1998. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1591-1597.
- Brady, P.V., Carroll, S.A., 1994. Direct effects of CO₂ and temperature on silicate weathering: possible implications for climate control. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1853-1856.
- Brady, P.V., Gislason, S.R., 1996. Seafloor weathering controls on atmospheric CO₂ and global climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 965-973.
- Brady, P.V., Zachara, J.M., 1996. Geochemical applications of mineral surface science. En: Brady, P.V. (Ed.) *Physics and Chemistry of Mineral Surfaces*, CRC Press, Boca Raton, pp 307-356.
- Bremner, J.M., 1997. Sources of nitrous oxide in soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 49, 7-16.
- Bremner, J.M., Blackmer, A.M., 1978. Nitrous oxide: emission from soils during nitrification of fertilizer nitrogen. *Science* 199, 295-296.
- Brewer, P.G., Goyet, C., Dryssen, D., 1989. Carbon dioxide transport by ocean currents at 25-N latitude in the Atlantic Ocean. *Science* 246, 477-479.
- Bridgham, S.D., Updegraff, K., Pastor, J., 1998. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralization in northern wetlands. *Ecology* 79, 1545-1561.
- Brink, R.H., Dubach, P., Lynch, D.L., 1960. Measurement of carbohydrates in soil hydrolysates with anthrone. *Soil Science* 89, 157-166.
- Brockley, R.P., Simpson, D.G., 2004. *Effects of intensive fertilization on the foliar nutrition and growth of young lodgepole pine and spruce forests in the interior of British Columbia (E.P. 886.13): Establishment and progress report*, British Columbia Ministry of Forests, Victoria, Technical Report, 018, Canada.

- Broecker, W., 1997. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? *GSA Today* 7, 1-7.
- Broecker, W., 1999. Climate change prediction. *Science* 283, 179.
- Bronson, K.F., Mosier, A.R., 1993. Nitrous oxide emissions and methane consumption in weath and corn-cropped systems. En: Harper, L.A., Mosier, A.R., Duxbury, J.M., Rolston, D.E. (Eds.) *Agricultural ecosystem effects on trace gases and global climate change*, ASA Special Publication nº 55, American Society of Agronomy, Madison, WI; USA, pp 133-144.
- Brunet, M., Aguilar, E., Saladie, O., Sigró, J, López, D., 2001. The Spanish temperature series. Time variations and trends over the last 150 years. *Geophysical Research Abstracts* 3, GRA3 5333 76.
- Bubier, J.L., Crill, P.M., Moore, T.R., Savage, K., Varner, K., 1998. Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland complex. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 703-714.
- Buol, S.W., Sánchez, S.B., Weed, S.B., Kimble, J.M., 1990. Predicted impact of climatic warming on soil properties and use. En: Kimball, J.M. (Ed.) *Impact of carbon dioxide, trace gases, and climate change on global agriculture*, American Soil Association, Special Publication nº 53, Madison, USA, pp 71-82.
- Burgueño, A., Serra, C. Lana, X., 2004. Monthly and annual statistical distributions of daily rainfall at the Fabra Observatory Barcelona NE Spain for the years 1917-1999. *Theoretical and Applied Climatology* 77, 55-75.
- Buyanovsky, G.A., Wagner, G.H., 1998. Carbon cycling in cultivated land and its global significance. *Global Change Biology* 4, 131-141.
- Cabrera, M.L., 1993. Modeling the flush of nitrogen mineralization caused by drying and rewetting soils. *Soil Science Society of America Journal* 57, 63-66.
- Cabrera, M.L., Kissel, D.E., Vigil, M.F., 2005. Nitrogen mineralization from organic residues: research opportunities. *Journal of Environmental Quality* 34, 75-79.
- Caldeira, K., 1995. Long-term control of atmospheric carbon dioxide: low-temperature seafloor alteration or terrestrial silicate-rock weathering. *American Journal of Science* 295, 1077-1114.
- Caldeira, K., Kasting, J.F., 1992. The life span of the biosphere revisited. *Nature* 360, 721-723.
- Calvo de Anta, R., Macías, F., Rivero, A., 1992. *Aptitud agronómica de los suelos de la provincia de La Coruña*, Diputación Provincial de A Coruña, Coruña.

- Camiña, F., Trasar-Cepeda, C., Gil-Sotres, F., Leirós, M.C., 1998. Measurement of dehydrogenase activity in acid soils rich in organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1005-1011.
- Campbell, C.A., Jame, Y.W., Winkleman, G.E., 1984. Mineralization rate constants and their use for estimating nitrogen mineralization in some Canadian prairie soils. *Canadian Journal of Soil Science* 64, 333-343.
- Campbell, C.A., Myers, R.J.K., Weir, K.L., 1981. Potentially mineralizable nitrogen, decomposition rate constants and their relationship to temperature for five Queensland soils. *Australian Journal of Soil Research* 19, 323-332.
- Campbell, C.A., Stewart, D.W., Nicholaichuk, W., Biederbeck, V.O., 1974. Effects of growing season soil temperature, moisture and $\text{NH}_4\text{-N}$ on soil nitrogen. *Canadian Journal of Soil Science* 54, 403-412.
- Canavos, G., 1984. *Probabilidad y Estadística. Aplicaciones y Métodos*. Ed. Mc. Graw-Hill. Madrid, 651 pp.
- Cao, M., Dent, J.B., Heal, O.W., 1995. Modelling methane emissions from rice paddies. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 183-195.
- Cao, M., Woodward, F.I., 1998. Dynamic response of terrestrial ecosystem carbon cycle to global climate change. *Nature* 393, 249-252.
- Carballas, M., Carballas, T., Jacquin, F., 1979. Biodegradation and humification of organic matter in humiferous Atlantic soils. I. Biodegradation. *Anales de Edafología y Agrobiología* 38, 1639-1717.
- Carter, J.O., Howden, S.M., Day, K.A., McKeon, G.M., 1998. Soil carbon, nitrogen, phosphorus and biodiversity in relation to climate change. En: *Final Report for the Rural Industries Research and Development Corporation*, RIRDC, Canberra, Australia, pp 185-249.
- Carnol, M., Ineson, P., 1999. Environmental factors controlling NO_3^- leaching, N_2O emissions and numbers of NH_4^+ oxidisers in a coniferous forest soil. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 979-990.
- Cassman, K.G., Munns, D.N., 1980. Nitrogen mineralization as affected by soil moisture, temperature, and depth. *Soil Science Society of America Journal* 44, 1233-1237.
- Castro, M.S., Steudler, P.A., Melillo, J.M., Aber, J.D., Bowden, R.D., 1995. Factors controlling atmospheric methane consumption by a temperate woodland soil. *Global Biogeochemical Cycles* 5, 319-334.

- Certini, G., Corti, G., Agnelli, A., Sanesi, G., 2003. Carbon dioxide efflux and concentrations in two soils under temperate forests. *Biology and Fertility of Soils* 37, 39-46.
- Chaudhuri, U.N., Kirkham, M.B., Kanemasu, E.T., 1990. Root growth of winter wheat under elevated carbon dioxide and drought. *Crop Science* 30, 853-857.
- Chen, Y., Senesi, N., Schnitzer, M., 1977. Information provided on humic substances by E₄/E₆ ratios. *Soil Science Society of America Journal* 41, 352-358.
- Chien, S.H., Clayton, W.R., 1980. Application of Elovich equation to the kinetics of phosphate release and sorption in soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 265-268.
- Christensen, T.R., Prentice, I.P., Kaplan, J., Haxeltine, A., Sitch, S., 1996. Methane flux from northern wetlands and tundra: an ecosystem source modelling approach. *Tellus* 48B, 677-682.
- Ciais, P., Tans, P.P., Trolier, M., White, J.W.C., Francey, R.J., 1995. A large Northern Hemisphere terrestrial CO₂ sink indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric. *Science* 269, 1098-1102.
- Clarholm, M., 1985. Interactions of bacteria, protozoa and plants leading to mineralization of soil nitrogen. *Soil Biology and Biochemistry* 17, 181-187.
- Coale, K.H., Johnson, K.S., Fitzwater, S.E., Gordon, R.M., Tanner, S., Chavez, F.P., Ferioli, L., Sakamoto, C., Rogers, P., Millero, F., Steinberg, P., Nightingale, P., Cooper, D., Cochlan, W.P., Landry, M.R., Constantinou, J., Rollwagen, G., Trasvina, A., Kudela, R., 1996. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature* 383, 495-501.
- Cole, C.V., Cerri, C., Minami, K., Mosier, A., Rosenberg, N., Saurbeck, D., Dumanski, D., Duxbury, J., Freney, J., Gupta, R., Heinemeyer, O., Kolchugina, T., Lee, J., Paustian, K., Powlson, D., Sampson, N., Tiessen, H., van Noordwijk, M., Zhao, Q., 1996. Agricultural options for mitigation of greenhouse gas emissions. En: Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.) *Climate Change 1995. Impacts, adaptations and mitigation of climate change: scientific-technical analyses*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, pp 745-771.
- Coleman, J.S., McConnaughay, K.D.M., Bazzaz, F.A., 1993. Elevated CO₂ and plant nitrogen use: is reduced tissue nitrogen concentration size-dependent? *Oecologia* 93, 195-200.

- Comunidad Autónoma de Cantabria 2007. *Orden GAN/17/2007 del 27 marzo por la que se establecen las bases reguladoras y la convocatoria para 2007 de la concesión de subvenciones públicas para firmas de expediente de aforestación aprobados en base al decreto 31/1996 de 3 de abril*, Boletín Oficial de Cantabria, 5 Abril 2007, pp 4725-4733.
- Conrad, R., 1995. Soil microbial processes involved in production and consumption of atmospheric trace gases. *Advances in Microbial Ecology* 14, 207-250.
- Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia. 2005. *Orden 13 Mayo de fomento de la forestación de tierras agrícolas*, Diario Oficial de Galicia 98, 24 Mayo 2005, pp 8842-8856.
- Coûteaux, M.M., Bottner, P., Berg, B., 1995. Litter decomposition, climate and litter quality. *Trends in Ecological Evolution* 10, 63-66.
- Coûteaux, M.M., Bottner, P., Anderson, J.M. et al., 2001. Decomposition of ^{13}C -labelled standard plant material in a latitudinal transect of European coniferous forest: Differential impact of climate on the decomposition of soil organic matter compartments. *Biochemistry* 54, 147-170.
- Coûteaux, M.M., Mousseau, M., Célerier, M.L., Bottner, P., 1991. Increased atmospheric CO_2 and litter quality: decomposition of sweet chestnut leaf litter with animal food web of different complexity. *Oikos* 61, 54-64.
- Covington, W.W., 1981. Changes in forest floor organic matter and nutrient content following clear cutting in northern hardwoods. *Ecology* 62, 41-48.
- Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408, 184-187.
- Cox, T.L., 1975. Seasonal respiration rates of yellow poplar roots by diameter class. *Forest Science* 21, 185-188.
- Crecente, R., Miranda, D., 2002. Ordenación del espacio rural como instrumento de la multifuncionalidad. En: *Libro Blanco de la Agricultura y el Desarrollo Rural (Ministerio de Agricultura)*, Jornadas Autonómicas de Galicia del 10 Julio de 2002, Ministerio de Agricultura, 52 pp.
- Crowley, T.J., 1995. Ice age terrestrial carbon changes revisited. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 377-389.
- Cruz, R., Lago, A., Lage, A., Blasón, S., 2008. Evolución reciente del clima en Galicia. Ponencia presentada en el *Simposio "Análise de Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia"*, Dirección Xeral de Desenvolvemento Sostible, Consellería de

Medio Ambiente e Desenvolvemente Sostible, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, Febrero de 2008.

- Curiel, Yuste, J., Baldocchi, D.D., Gershenson, A., Goldstein, A., 2007. Microbial soil respiration and its dependence on carbon inputs, soil temperature and moisture. *Global Change Biology* 13, 1-18.
- Curiel Yuste, J., Janssens, J., Carrara, A., Meiresonne, L., Ceulemans, T., 2003. Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest. *Tree Physiology* 23, 1263-1270.
- da Silva, A.P., Kay, B.D., Perfect, E., 1994. Characteristics of the least limiting water range of soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 1775-1781.
- Dalias, P., Anderson, J.M., Bottner, P., 2001a. Temperature responses of carbon mineralization in conifer forest soils from different regional climates incubated under standard laboratory conditions. *Global Change Biology* 6, 181-192.
- Dalias, P., Anderson, J.M., Bottner, P., 2001b. Long-term effects of temperature on carbon mineralization processes. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1049-1057.
- Davidescu, D., Davidescu, V., 1982. *Evaluation of fertility by plants and soil analysis*, Abacus Press, England.
- Davidson, E.A., Belk, E., Boone, R.D., 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* 4, 217-227.
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440, 165-173.
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., Luo, Y.Q., 2006. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems, moving beyond Q_{10} . *Global Change Biology* 12, 154-164.
- Davidson, E.A., Verchot, L.V., Cattânio, J.H., Ackerman, I.L., Carvalho, J.E.M., 2000. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern amazonia. *Biogeochemistry* 48, 53-69.
- de Castro, M.N., Lorenzo, M.N., Taboada, J.J., Sarmiento, M., Álvarez, I., Gómez-Gesteira, M., 2006. The influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula). *Climate Research* 32, 63-73.
- de Castro, M.N., Martín-Vide, J., Alonso, S. 2005. El Clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En: Oficina del Cambio Climático (Ed.) *Impactos en España por efecto del cambio climático*, capítulo 1, pp 1- 64.

- De Grandpre, M.D., Hammar, T.R., Smith, S.P., Sayles, F.L., 1995. In situ measurements of seawater pCO₂. *Limnology and Oceanography* 40, 969-975.
- de Neve, S., Pannier, J., Hofman, G., 1996. Temperature effects on C- and N-mineralization from vegetable crop residues. *Plant and Soil* 181, 25-30.
- de Neve, S., Hofman, G., 1996. Modelling N mineralization of vegetable crop residues during laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1451-1457.
- de Ruiter, P.C., Neutel, A.M., Moore, J.C., 1998. Biodiversity in soil ecosystems: the role of energy flow and community stability. *Applied Soil Ecology* 10, 217-228.
- del Castillo, D., Acock, B., Reddy, V.R., Acock, M.C., 1989. Elongation and branching of roots on soybean plants in a carbon dioxide enriched aerial environment. *Agronomy Journal* 81, 692-695.
- Denning, A.S., Holzer, M., Gurney, K.R., Heimann, M., Law, R.M., Rayner, P.J., Fung, I.Y., Fan, S.-M., Taguchi, P., Friedlingstein, P., Balkanski, Y., Maiss, M., Levin, I., 1999. Three-dimensional transport and concentration of SF₆: A model intercomparison study (TransCom 2). *Tellus* 51B, 266-297.
- Díaz-Fierros, F., 1971. Contribución a la climatología agrícola de Galicia. *Universidad de Santiago de Compostela*, 30 pp.
- Díaz-Fierros, F., 2003. O cambio climático. Algúns problemas de actualidade. *Revista Galega de Ensino* 41, 323-336.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C., Winieswski, J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263, 185-190.
- Doel, D.S., Honeycutt, C.W., Halterman, W.A., 1990. Soil water effects on the use of heat units to predict crop residue carbon and nitrogen mineralization. *Biology and Fertility of Soils* 10, 102-106.
- Domínguez, M., 2000. *Evolución dos niveis de materia orgánica en solos de cultivo intensivo. Análise dos efectos da adición de compost sobre as propiedades edáficas e o rendemento dos cultivos*, Tesina de Licenciatura, Facultad de Farmacia, Universidad de Santiago de Compostela.
- Doran, J.W., Mielke, I.N., Power, J.F., 1991. Microbial activity as regulated by soil water-filled pore space. En: *Ecology of Soil Microorganisms in the Microhabitat Environments*, Transactions of the 14th International Congress of Soil Science, Symposium III-3, pp 94-99.

- Doran, J.W., Parkin, T.B., 1994. Defining and assessing soil quality. En: *Defining soil quality for a sustainable environment*, SSSA Special Publication 29, Madison, WI, pp 61-89.
- Dorn, R.I., Brady, P.V., 1995. Rock-based measurement of temperature-dependent plagioclase weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2847-2852.
- Eivazi, F., Tabatabai, M.A., 1988. Glucosidases and galactosidases in soils. *Soil Biology and Biochemistry* 20, 601-606.
- Elberling, B., Brandt, K.K., 2003. Uncoupling of microbial CO₂ production and release in frozen soil and its implications for field studies of arctic C cycling. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 263-272.
- Ellert, B.H., Bettany, J.R., 1992. Temperature dependence of net nitrogen and sulphur mineralization. *Soil Science Society of America Journal* 56, 1133-1141.
- Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díaz, Y., 1995. Temperature trends and change points in the Northern Spanish plateau during the last 100 years. *International Journal of Climatology* 18, 1557-1574.
- Eswaran, H., van der Berg, E., Reich, P., 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal* 57, 192-194.
- Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langenfelds, R.L., Francey, R.J., 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firm. *Journal of Geophysical Research* 101, 4115-4128.
- FAO, 1988. *Soil map of the World. Revised legend*, World Soil Resources, Report 60, Roma.
- Falkowski, P.G., Barber, R.T., Smetacek, V., 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281, 200-206.
- Falkowski, P., Scholes, R.J., Doyle, E., 2000. The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. *Science* 290, 291-296.
- Fang, C., Smith, P., Smith, J.U., 2005. Is resistant soil organic matter more sensitive to temperature than the labile organic matter? *Biogeosciences Discussions* 2, 725-735.
- Fang, C.M., Smith, P., Moncrieff, J.B., Smith, J.U., 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433, 57-59.
- Fantechi, R., Maracchi, G., Almeida-Teixeira, M.E., 1991. *Climatic change and impacts: a general introduction*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp 454.

- Farrar, J.F., 1981. Respiration rate of barley roots: Its relation to growth, substrate supply and the illumination of the shoot. *Annals of Botany* 48, 3-63.
- Feely, R.A., Wanninkhof, R., Coscas, C.E., McPhaden, M.J., Bryne, R.H., Millero, F.J., Chavez, F.P., Clayton, T., Campbell, D.M., Murphy, P.P., 1994. The effect of tropical instability waves on CO₂ species distributions along the equator in the eastern equatorial pacific during the 1992 ENSO event. *Geophysical Research Letters* 21, 277-280.
- Feely, R.A., Wanninkhof, R., Coscas, C.E., Murphy, P.M., Lamb, M.F., Steckley, M.D., 1995. CO₂ distributions in the equatorial Pacific during the 1991-1992 ENSO event. *Deep Sea Research* 42, 1111-1150.
- Feely, R.A., Wanninkhof, R., Goyet, C., Archer, D.E., Takahashi, T., 1996. Variability of CO₂ distributions and sea-air fluxes in the central and eastern equatorial pacific during 1991-94 El Niño. *Deep Sea Research* 43, 572-590.
- Fernández-Ferro, P., Díaz-Fierros, F., 1976. Estudio de algunos factores que influyen sobre la actividad biológica del suelo. *Trabajos Compostelanos de Biología* 5, 7-21.
- Fierer, N., Allen, A.S., Schimel, J.P., Holden, P.A., 2003. Controls on microbial CO₂ production, a comparison of surface and subsurface soil horizons. *Global Change Biology* 9, 1322-1332.
- Fierer, N., Craine, J.M., McLauchlan, K., Schimel, J.P., 2005. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition. *Ecology* 86, 320-326.
- Firestone, M.K., Davidson, E.A., 1989. Microbiological basis of NO and N₂O production and consumption in soil. En: Andreae, M.O., Schimel, D.S. (Eds.) *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*, Wiley, Berlin, pp 7-21.
- Fisher, M.J., Rao, I.M., Ayarza, M.A., Lascano, C.E., Sanz, J.I., Thomas, R.J., Vera, R.R., 1994. Carbon storage by introduced deep-rooted grasses in the South American savannas. *Nature* 371, 236-238.
- Folland, C.K., Karl, T.R., Vinnikov, K.Y.A., 1990. Observed climate variations and change. En: Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J. (Eds.) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 195-238.
- Francey, R.J., Tans, P.P., Allison, C.E., Enting, I.G., White, J.W.C., Troller, M., 1995. Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982. *Nature* 373, 326-330.
- Francois, L.M., Walker, J.C.G., 1992. Modelling the Phanerozoic carbon cycle and climate: constraints from the ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr isotope ratio of seawater. *American Journal of Science* 292, 81-135.

- Frankenberger Jr., W.T., Tabatabai, M.A., 1991. L-Glutaminase activity of soils. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 869-874.
- Freney, J.R., Denmead, O.T., 1992. Factors controlling ammonia and nitrous oxide emissions from flooded rice fields. *Ecological Bulletin* 42, 188-194.
- Freney, J.R., Denmead, O.T., Watanabe, I., Craswell, E.T., 1981. Ammonia and nitrous oxide losses following applications of ammonium sulphate to flooded rice. *Australian Journal of Agricultural Research* 32, 37-45.
- Friederich, G.E., Brewer, P.G., Herliem, R., Chavez, F.P., 1995. Measurements of sea surface partial pressure of CO₂ from a moored buoy. *Deep Sea Research* 42, 1175-1186.
- Frolking, S.E., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Li, C., Parton, W.J., Potter, C.S., Priesack, E., Stenger, R., Haberbosch, C., Doersch, P., Flessa, H., Smith, K.A., 1998. Comparison of N₂O emissions from soils at three temperature agricultural sites: simulation of year-round measurements by four models. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 48, 72-88.
- Fung, I., Field, C.B., Berry, J.A., Thompson, M.V., Randerson, J.T., Malmstrom, C.M., Vitousek, P.M., Collatz, G.J., Sellers, P.J., Randall, D.A., Denning, A.S., Badeck, F., John, J., 1997. Carbon-13 exchanges between the atmosphere and the terrestrial biosphere. *Global Biogeochemical Cycles* 11, 507-533.
- Galán, E., Cañada, R., Fernández, F., Cervera, B., 2001. Annual temperature evolution in the Southern plateau of Spain from the construction of regional climatic time series. En: Brunet, M, López, J.A. (Eds.) *Detecting and modelling regional climate change*, Springer, Berlin, DE, pp 119-131.
- Gajardo B., A.M., 1987. *Efecto de la temperatura sobre la mineralización del nitrógeno en 22 suelos chilenos extraídos al sur del paralelo 36°30' L.S.* Tesis Doctoral. Universidad de Concepción.
- Galán, E., Cañada, R., Rasilla, D., Fernández, F., Cervera, B., 1999. Evolución de las precipitaciones anuales en la Meseta meridional durante el siglo XX. En: Raso, J.M, Martín-Vide, J. (Eds.) *La climatología española en los albores del siglo XXI*, Vilassar Oikos-Tau, Asociación Española de Climatología, serie A nº 1, pp 169-180.
- García, A.I., Pérez, M., 2001. Análise e evolución da aplicación en Galicia do programa de axudas a forestación de terras agrarias (Reg. CEE 2080/92). *Revista Galega de Economía* 10, 151-176.

- García-Herrera, R., Gallego, D., Hernández, E., Gimeno, L., Ribera, P., Calvo, N., 2003. Precipitation trends in the Canarian Islands. *International Journal of Climatology* 23, 235-241.
- García-Méndez, G., Maass, J.M., Matson, P.A., Vitousek, P.M., 1991. Nitrogen transformations and nitrous oxide flux in a tropical deciduous forest in Mexico. *Oecologia* 88, 362-366.
- Gates, D.M., Strain, B.R., Weber, J.A., 1983. Ecophysiological effects of changing atmospheric CO₂ concentration. En: Lange, O.I., Nobel, P.S., Ziegler, O.H. (Eds.) *Physiological Plant Ecology IV*, Springer-Verlag, pp 503-526.
- Gent, P.R., Willebrand, J., McDougall, T.M., McWilliams, J.C., 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transport in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography* 25, 463-474.
- Giardina, C.P., Ryan, M.G., 2000. Evidence that decomposition rates of organic matter in mineral soils do not vary with temperature. *Nature* 404, 858-861.
- Gilmore, E.C., Jr, Rogers, J.S., 1958. Heat units as a method of measuring maturity in corn. *Agronomy Journal* 50, 323-326.
- Gil-Sotres, F., Díaz-Fierros, F., 1981. Estudio de los suelos de la Sierra del Barbanza (Galicia): 4. Condiciones de fertilidad de los suelos. *Anales de Edafología y Agrobiología* 40, 1968-1981.
- Giménez, I., 1984. Efecto inhibitorio de algunos biocidas sobre la actividad enzimática del suelo. *Bol. Serv. Plagas*, 10, 257-298.
- Gleeson, S., 1993. Optimization of tissue nitrogen and root-shoot allocation. *Annals of Botany* 71, 23-31.
- Gobierno de España, 2004. *Real Decreto 172/2004 de 30 de Enero por el que se modifica el RD 708/2002 de 19 de Julio por el que se establecen medidas complementarias al Programa de Desarrollo Rural para las medidas de acompañamiento de la Política Agraria Comunitaria (PAC)*, Boletín Oficial del Estado 37, 12 Febrero 2004, pp 6357-6383.
- Golterman, H. L., 2004. *The chemistry of phosphate and nitrogen compounds in sediments*. Kluwer Academic Publishers. Secaucus, NJ, USA.
- Gonçalves, J.L.M., Carlyle, J.C., 1994. Modelling the influence of moisture and temperature on net nitrogen mineralization in a forested sandy soil. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 1557-1564.

- González, J.A., González-Villa, F., Polvillo, O., Almendros, G., Knicker, H., 2004. A first approach to the estimation of black carbon production by forest fires in Andalusian mediterranean forests. En: Macías, F. (Ed.) *Carbon sequestration in soils and biomass*, Xunta de Galicia.
- González-Hidalgo, J.C., de Luis, M., Raventós, J., Sánchez, J.R., 2003. Daily rainfall trend in the Valencia region of Spain. *Theoretical and Applied Climatology* 75, 117-130.
- González-Sangregorio, M.V., Trasar-Cepeda, M.C., Leirós, M^a.C., Gil-Sotres, F., Guitián-Ojea, F., 1991. Early stages of lignite mine soil genesis. Changes in biochemical properties. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 589-595.
- Goudriaan, J., Bijlsa, R.J., 1987. Effect of CO₂ enrichment on growth of faba beans at two levels of water supply. *Netherlands Journal of Agricultural Science* 35, 189-191.
- Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Harden, J.W., Trumbore, S.E., Crill, P.M., Gowe, S.T., Fries, T., Daube, B.C., Fan, S.-M., Sutton, D.J., Bazzaz, A., Munger, J.W., 1998. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279, 214-217.
- Goyet, C., Walt, D.R., Brewer, P.G., 1992. Development of a fiber optic sensor for measurement of pCO₂ in sea water: design criteria and sea trials. *Deep Sea Research* 39, 1015-1026.
- Graglia E., Jonasson, S., Michelsen, A., Schmidt, I.K., 2001. Effects of environmental perturbations on abundance of subarctic plants after three, seven and ten years of treatments. *Ecography* 24, 5-12
- Granli, T., Bockman, O.C., 1994. Nitrous oxide from agriculture. *Norway Journal of Agricultural Sciences* 12, 128.
- Grant, R. F., Rochette, P., 1994. Soil microbial respiration at different water potentials and temperatures: theory and mathematical modelling. *Soil Science Society of America Journal* 58, 1681-1690.
- Grayston, S.J., 2007. Effects of forest fertilization on soil C sequestration and greenhouse gas emissions. En: Jandl, R., Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, COST Action 639, Vienna, pp. 33-38.
- Griffiths, B.S., Ritz, K., Bardgett, R.D., Cook, R., Christensen, S., Ekelund, F., Sørensen, S.J., Bååth, E., Bloem, J., de Ruiter, P.C., Dolfing, J., Nicolardot, B., 2000. Ecosystem response of pasture soil communities to fumigation-induced microbial diversity reductions: an examination of the biodiversity-ecosystem function relationship. *Oikos* 90, 279-294.

- Griffiths, B.S., Ritz, K., Wheatley, R., Kuan, H.L., Boag, B., Christensen, S., Ekelund, F., Sørensen, S.J., Muller, S., Bloem, J., 2001. An examination of the biodiversity-ecosystem function relationship in arable soil microbial communities. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1713-1722.
- Grossman, R.B., Ahrens, R.J., Gile, L.H., Montoya, C.E., Chadwick, O.A., 1995. Areal evaluation of organic and carbonate in a desert area. En: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A. (Eds.) *Soils and Global Change*, Advances in Soil Science, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- Gruber, N., 1998. Anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 809-837.
- Gruber, N., Sarmiento, J.L., Stocker, T.E., 1996. An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the oceans. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 809-837.
- Grundmann, G.L., Renault, P., Rosso, L., Bardin, R., 1995. Differential effects of soil water content and temperature on nitrification and aeration. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1342-1349.
- Grundmann, G.L., Rolston, D.E., 1987. A water function approximation to degree of anaerobiosis associated with denitrification. *Soil Science* 144, 437-441.
- Gutián, F., Carballas, T., 1976. *Técnicas de análisis de suelos*, Editorial Pico Sacro, Santiago de Compostela, 2ª edición.
- Guntiñas, E., Gil-Sotres, F., Leirós, C., Trasar-Cepeda, C., 2007. Translocation of soils to locations under different climate: effects on carbon and nitrogen contents. En: Jandl, R., Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, COST Action 639, Vienna, pp 95-98.
- Guo, L.B., Gifford, R.M., 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology* 8, 345-360.
- Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E., Svendsen, H., 1991. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter using the Danish simulation model DISY. *Fertilizer Research* 27, 245-259.
- Hanson, P.J., Wullschleger, S.D., Bohlman, S.A. y Todd, D.E., 1993. Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest. *Tree Physiology* 13, 1-15.
- Harris, R.F., 1981. Effect of water potential on microbial growth and activity. En: Parr, J.F., Gardner, W.R., Elliott, L.F. (Eds.) *Water potential relations in soil microbiology*, ASA-SSSA, Madison, WI, USA, pp 23-95.

- Harrison, K.G., Broecker, W.S., Bonani, G., 1993. A strategy for estimating the impact of CO₂ fertilization on soil carbon storage. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 69-80.
- Haynes, R.J., Williams, P.H., 1993. Nutrient cycling and soil fertility in the grazed pasture ecosystem. *Advances in Agronomy* 49, 119-199.
- Haywood, J.M., Stouffer, R.J., Wetherald, R.T., Manabe, S., Ramaswamy, V., 1997. Transient response of a coupled model to estimate changes in greenhouse gas and sulphate concentrations. *Geophysical Research Letters* 24, 1335-1338.
- Heinsdorf, D., 2002. Einfluss der Bewirtschaftung auf den Kohlenstoffhaushalt von Forstökosystemen on Nordostdeutschen Tiefland. *Beitr. Forstwirtsch. U. Landsch. Ökol* 36, 168-174.
- Hendrick, R.L., Pregitzer, K.S., 1993. Patterns of fine root mortality in two sugar maple forests. *Nature* 361, 59-61.
- Hess, R.E., Blanchar, R.W., 1973. Arsenic determination and arsenic, lead and copper content of Missouri soils. *Missouri Agricultural and Experimental Station Bulletin* 1020, pp 1-46.
- Heumann, S., Böttcher, J., 2004. Temperature functions of the rate coefficients of net N mineralization in sandy arable soils. Part I: Derivation from laboratory incubations. *Journal of Pant Nutrition and Soil Science* 167, 381-389.
- Hilbert, D.W., 1990. Optimization of plant root:shoot ratios and internal nitrogen concentration. *Annals of Botany* 66, 91-99.
- Hoff van't, J.H., 1884. *Etudes de dynamique chimique*. Frederik Muller and Co., Amsterdam.
- Holfort, J.M., Sundquist, E.T., Stallard, R.E., Mark, R.K., 1992. Dynamics of soil carbon during deglaciation on the Laurentide Ice Sheet. *Science* 258, 1921-1924.
- Holland, J.M., 2004. The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: reviewing the evidence. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 103, 1-25.
- Hollinger, D.Y., 1987. Gas exchange and dry matter allocation responses to elevation of atmospheric CO₂ concentration in seedlings of three tree species. *Tree Physiology* 3, 193-202.
- Honeycutt, C.W., 1994. Linking nitrogen mineralization and plant nitrogen demand with thermal units. En: *Soil Testing: Prospects for Improving Nutrient Recommendations*, Soil Science Society of America, special Publication 40, Madison, WI, USA, pp 49-79.

- Honeycutt, C.W., Zibilske, L.M., Clapham, W.M., 1991. Heat units for describing carbon mineralization and predicting net nitrogen mineralization. *Soil Science Society of America Journal* 52, 1346-1350.
- Hontoria, C., Rodríguez Murillo, J.C., Saá, A., 1999. Relationships between soil organic carbon and site characteristics in peninsular Spain. *Soil Science Society of America Journal* 63, 614-621.
- Hope, K., 1970. Manual práctico de estadística avanzada . Ed. F. Trillas, S.A. México.
- Horcas, R., Rasilla, D., Fernández-García, F., 2001. Temperature variations and trends in the Segura river basin. An exploratory analysis. En: Brunet, M., López, J.A. (Eds.) *Detecting and modelling regional climate change*, Springer, Berlin, DE, pp 133-142.
- Houghton, J.T., Filho, L.G.M., Callander, B.A., Harris, N., Kattemberg, A., Maskell, K., 1996. *Climate change 1995*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 245 pp.
- Houghton, R.A., 1995. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850. En: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A. (Eds.) *Soils and Global Change*, Advances in Soil Science, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- Houghton, R.A., Boone, R.D., Fruci, J.R., Hobbie, J.E., Melillo, J.M., Palm, C.A., Peterson, B.J., Shaver, G.R., Woodwell, G.M., Moore, B., Skole, D.L. Myers, N., 1987. The flux of carbon from terrestrial ecosystems to the atmosphere in 1980 due to changes in land use: geographic distribution of the global flux. *Tellus* 39B, 122-139.
- Houghton, R.A., Davidson, E.A., Woodwell, G.M., 1998. Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 25-34.
- Howard, D.M., Howard, P.J.A., 1993. Relationships between CO₂ evolution, moisture-content and temperature for a range of soil types. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 1537-1546.
- Hungate, B.A., Lund, C.P., Pearson, H.L., Chapin, F.S., 1997. Elevated CO₂ and nutrient addition alter soil N cycling and N trace gas fluxes with early season wet-up in a California annual grassland. *Biogeochemistry* 37, 89-109.
- Hutchinson, G.L., Davidson, E.A., 1993. Processes for production and consumption of gaseous nitrogen oxides in soils. En: Harper, L.A. et al. (Eds.) *Agricultural Ecosystems Effects on Trace Gases and Global Climate Change*, American Society of Agronomy, Madison, USA, pp. 79-93.
- IGBP Terrestrial Carbon Working Group, 1998. The terrestrial carbon cycle: Implications for the Kyoto Protocol. *Science* 280, 1393-1394.

- Indermuhle, A., Stocker, T.F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H.J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroiani, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., Stauffer, B. 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* 398, 121-126.
- Innes, L., Hobbs, P.J., Bardgett, R.D., 2004. The impacts of individual plant species on rhizospheric microbial communities in soils of different fertility. *Biology and Fertility of Soils* 40, 7-13.
- Insam, H., Domsch, K.H., 1988. Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclaimed sites. *Microbial Ecology* 15, 177-188.
- Insam, H., Mitchell, C.C.; Dormar, J.F., 1991. Relationship of soil microbial biomass and activity with fertilization practices and crop yield of three ultisols. *Soil Biol Biochem* 23, 459-464.
- IPCC, 1990. Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J. (Eds.) *Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 1992. Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Houghton, J.T., Callander, B.A., Varney, S.K. (Eds.) *Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 1995. Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios. En: Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K. (Eds.) *Climate Change 1995*, IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, 572 pp.
- IPCC, 1996. Climate Change 1995: Impacts, adaptations and mitigation of climate change: Scientific-technical analyses. Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.) *Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 1999. *Special report on Land Use Land-Use change, and Forestry* (<http://www.usgcrp.gov/ipcc/html/SRLUCF.html>). Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Synthesis report, Fourth Assessment Report*, A report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO-UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 52 pp.
- Jandl, R., 2006. Secuestro de carbono en bosques. El papel del suelo. *Revista Forestal Iberoamericana*.

- Jandl, R., Lindner, M., Vesterdal, L., Bauwens, B., Baritz, R., Hagedorn, F., Johnson, D.W., Minkinen, K., Byrne, K.A., 2007a. How strongly can forest management influence soil carbon sequestration? *Geoderma* 137, 253-268.
- Jandl, R., Vesterdal, L., Olsson, M., Bens, O., Badeck, F., Rock, J., 2007b. Carbon sequestration and forest management. *CAB Reviews: Perspectives in Agriculture, Veterinary Science, Nutrition and Natural Resources* 2, No 017, 16 pp.
- Jenkinson, D.S., 1988. Soil organic matter and its dynamics. En: Wild, A. (Ed.) *Russell's Soil Conditions and Plant Growth*, 11th edition, Longman, London, UK, pp 564-607.
- Jenkinson, D.S., Adams, D.E., Wild, A., 1991. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature* 351, 304-306.
- Jenkinson, D.S., Harkness, D.D., Vance, E.D., Adams, D.E., Harrison, A.F., 1992. Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 295-308.
- Jenny, H., 1941. *Factors of Soil Formation, a System of Quantitative Pedology*, McGraw-Hill, New York.
- Jenny, H., 1980. *The soil resource: origin and behaviour*, Ecological Studies n° 37, Springer Verlag, New York.
- Johnson, D.W., Curtis, P.S., 2001. Effects of forest management on soil C and N storage: meta analysis. *Forest Ecology and Management* 140, 227-238.
- Jonasson, S., Michelsen, A., Schmidt, I.K., Nielsen, E.V., 1999. Responses in microbes and plants to changed temperature, nutrient and light regimes in the arctic. *Ecology* 80, 1828-1843.
- Jones, P.D., Raper, S.C.B., Bradley, R.S., Diaz, H.F., Kelly, P.M., Wigley, T.L.M., 1986. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. *Journal of Applied Meteorology* 25, 161-179.
- Juma, N.G., Tabatabai, M.A., 1988. Comparison of kinetic and thermodynamic parameters of phosphomonoesterase of soils and of corn and soybean roots. *Soil Biology and Biochemistry* 20, 533-539.
- Justice, J.K., Smith, R.L., 1962. Nitrification of ammonium sulphate in a calcareous soil as influenced by combinations of moisture, temperature, and levels of added nitrogen. *Soil Science Society of America Proceedings* 26, 246-250.
- Kaprelyants, A.S., Gottschal, J.C., Kell, D.B., 1993. Dormancy in non-sporulating bacteria. *FEMS Microbial Reviews* 104, 271-286.

- Karl, D.M., 1999. A sea of change: biogeochemical variability in the North Pacific subtropical gyre. *Ecosystems* 2, 181-214.
- Karl, D.M., Letelier, R., Tupas, L., Dore, J., Christian, J., Hebel, D., 1997. The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature* 388, 533-588.
- Kassen, A., Nannipieri, P., 1996. Methods in applied soil microbiology and biochemistry. *Academic press*, 466 pp.
- Kätterer, T., Reichstein, M., Andrén, O., 1998. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models. *Biology and Fertility of Soils* 27, 258-262.
- Kay, B.D., 1966. *Soil structure and organic carbon: a review*. Proceedings of the International Symposium Carbon Sequestration in Soils, Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.
- Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Carter, A.F., Piper, S.C. Whorf, T.P., Heimann, M., Mook, W.G., Roeloffzen, H., 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1 Analysis of observational data. En: Peterson, D.H. (Ed.) *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western America*, AGU Monograph 55, AGU Press, Washington, USA, pp 165-236.
- Keeling, C.D., Whorf, T.P., Wahlen, M., Plicht, J.V. den, 1995. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature* 375, 666-670.
- Keeling, R.F., Peng, T.H., 1995. Transport of heat, CO₂ and O₂ by the Atlantic's thermohaline circulation. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 348, 133-142.
- Keeling, R.F., Piper, S.C., Heimann, M., 1996. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature* 381, 218-221.
- Keeling, R.F., Shertz, S.R., 1992. Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature* 358, 723-727.
- Keith, H., Jacobsen, K.L., Raison, R.J., 1997. Effects of soil phosphorus availability, temperature and moisture on soil respiration in *Eucalyptus pauciflora* forests. *Plant and Soil* 190, 127-141.
- Keller, J.K., Whote, J.r., Birdham, S.D., 2004. Climate change effects on carbon and nitrogen mineralization in peatlands through changes in soil quality. *Global Change Biology* 10, 1053-1064.

- Keller, M., Veldkamp, E., Weitz, A.M., Reiners, W.A., 1993. Effect of pasture age on soil trace-age emissions from a deforested area of Costa Rica. *Nature* 365, 244-246.
- Kelliher, F.M., Ross, D.J., Law, B.E., 2004. Limitations to carbon mineralization in litter and mineral soil of young and old ponderosa pine forests. *Forest Ecology and Management* 191, 201-213.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, I.L., Behl, R.J., 2000. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials. *Science* 288, 128-133.
- Kimble, J.M., Everett, L.R., Follett, R.R., Lal, R., 2002. Carbon sequestration and the integration of science, farming and policy. En: Kimble, J.M., Lal, R., Follett, R.F. (Eds.) *Agricultural practices and policies for carbon sequestration*, CRC/Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, USA, pp 1-11.
- Kimble, J.M., Lal, R., Grossman, R.B., 1998. Alteration of soil properties caused by climate change. *Advances in GeoEcology* 31, 175-184.
- Kimble, J.M., Tarnocai, C., Ping, C.L., Ahrens, R., Smith, C.A.S., Moore, J., Lynn, W., 1993. Determination of the amount of carbon in highly cryoturbated soils. En: Gilichinsky (Ed.) *Joint Russian-American Seminar on Cryopedology and global Change: Post Seminar Proceedings*, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia.
- Kirschbaum, M.U.F., 1995. The temperature-dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 753-760.
- Kirschbaum, M.U.F., 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry* 48, 21-51.
- Kirschbaum, M.U.F., 2004. Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss? *Global Change Biology* 10, 1870-1877.
- Kladivko, E.J., Keeney, D.R., 1987. Soil nitrogen mineralization as affected by water and temperature interactions. *Biology and Fertility of Soils* 5, 248-252.
- Kleja, D.B., Olsson, M., Svensson, M., Jansson, P.-E., 2007. Soil C dynamics in Swedish forest soils – gradients from south to north. En: Jandl, R., Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, Cost Action 639, Vienna, pp 81-84.
- Knorr, W., Prentice, I.C., House, J.I., Holland, E.A., 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433, 298-301.

- Knorr, W., Prentice, I.C., House, J.I., Holland, E.A., 2005. On the available evidence for the temperature dependence of soil organic carbon. *Biogeosciences Discussions* 2, 749-755.
- Kock, K.E., Jones, P.H., Avigne, W.T., Allen, L.H., 1986. Growth, dry matter partitioning, and diurnal activities of RuBP carboxylase in citrus seedlings maintained at two levels of CO₂. *Physiologia Plantarum* 67, 477-484.
- Kowalenko, C.G., Cameron, D.R., 1976. Nitrogen transformations in an incubated soil as affected by combinations of moisture content and temperature and sorption-fixation of ammonium. *Canadian Journal of Soil Science* 56, 63-70.
- Kowalenko, C.G., Ivarson, K.C., Cameron, D.R., 1978. Effect of moisture content, temperature and nitrogen fertilization on carbon dioxide evolution from field soils. *Soil Biology and Biochemistry* 10, 417-423.
- Krogh, L., Norgaard, A., Hermansen, M., Greve, M.H., Balstrom, T., Breuning-Madsen, H., 2003. Preliminary estimates of contemporary soil organic carbon stocks in Denmark using multiple datasets and four scaling-up methods. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 96, 19-28.
- Kuhns, M.R., Garrett, H.E., Teskey, R.O., Hinckley, T.M., 1985. Root growth of black walnut trees related to soil temperature, soil water potential and leaf water potential. *Forest Science* 31, 617-629.
- Kuikman, P.J., van Veen, J.A., 1989. The impact of protozoa on the availability of bacterial nitrogen to plants. *Biology and Fertility of Soils* 8, 13-18.
- Kutsch W. L., Kappen L., 1997. Aspects of carbon and nitrogen cycling in soils of the Bornhöved Lake district. II. Modelling the influence of temperature increase on soil respiration and organic carbon content in arable soils under different managements. *Biogeochemistry* 39, 207-224.
- Labajo, J.L., Piorno, A., 2001. Regionalization of precipitation in Castilla and León, Spain. Analysis of its temporal behaviour. En: Brunet, M., López, J.A. (Eds.) *Detecting and modelling regional climate change*, Springer, Berlin, DE, pp 163-173.
- Ladd, J.N., Butler, H.A., 1972. Short-term assays of soil proteolytic enzyme activities using proteins and dipeptide derivatives as substrates. *Soil Biology and Biochemistry* 4, 19-30.
- Laidler, K.J., 1972. Unconventional applications of the Arrhenius law. *Journal of Chemical Education* 5, 343-345.

- Lal, R., 1994. Sustainable land use systems and soil resilience. En: Greenland, D.J., Szabolcs, D. (Eds.) *Soil Resilience and Sustainable Land Use*, CAB International, Wallingford, U.K., pp 41-68.
- Lal, R., 2005. Forest soils and carbon sequestration. *Forest Ecology and Management* 220, 242-258.
- Lal, R., Kang, B.T., 1982. *Management of organic matter in soils of the tropics and sub-tropics*, XII Congress on the International Society of Soil Science, New Delhi, India, pp. 152-178.
- Lal, R., Kimble, J.M., 1997. Conservation tillage for carbon sequestration. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 49, 243-243.
- Lamborg, M.R. Hardy, R.W.F., Paul, E.A., 1983. Microbial effects. En: Lemon, E.R. (Ed.) *CO₂ and Plants: the response of plants to rising levels of atmospheric carbon dioxide*, AAAS Selected Symposium 84, Westview Press, Boulder, Colorado, USA; pp 131-176.
- Landry, M.R. 1997. Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific. An EqPac synthesis. *Limnology and Oceanography* 42, 405-418.
- Laudelout, H., Lambert, R., Pham, M.L., 1976. Influence du pH et de la pression partielle d'oxigène sur la nitrification. *Annales de Microbiologie* 127A, 367-382.
- Law, R.M., Rayner, P.J., Denning, A.S., Erickson, D., Fung, I.Y., Heimann, M., Piper, S.C., Ramonet, M., Taguchi, S., Taylor, J.A., Trudinger, C.M., Watterson, I.G., 1996. Variations in modelled atmospheric transport of carbon dioxide and the consequences for CO₂ inversions. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 783-796.
- Lawlor, D.W., Mitchell, R.A.C., 1991. The effects of increasing CO₂ on crop photosynthesis and productivity: a review of field studies. *Plant, Cell and Environment* 14, 729-739.
- Lawrence, W.T., Oechel, W.C., 1983. Effects of soil temperature on the carbon exchange of taiga seedlings. I. Root respiration. *Canadian Journal of Forest Research* 13, 840-849.
- Lehenbauer, P.A., 1914. Growth of maize seedlings in relation to temperature. *Physiological Reviews* 1, 247-288.
- Lehninger, A.L., 1978. *Bioquímica – Las bases moleculares de la estructura y la función celular*, Ediciones Omega, S.A., 2ª edición, Barcelona, 1117 pp.

- Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., Seoane, S., Gil-Sotres, F., 1999. Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 327-335.
- Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., Seoane, S., Gil-Sotres, F., 2000. Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in an area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): general parameters. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 733-745.
- Letey, J., 1985. Relationship between soil physical properties and crop production. *Advances in Soil Science* 1, 277-294.
- Letten, S., van Orshoven J., van Wesemael, B., de Vos, B., Muys, B., 2005a. Stocks and fluxes of soil organic carbon for landscape units in Belgium derived from heterogenous data sets for 1990 and 2000. *Geoderma* 127, 11-23.
- Letten, S., van Orshoven J., van Wesemael, B., Muys, B., Perrin, D., 2005b. Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990. *Global Change Biology* 11, 2128-2140.
- Linn, D.M., Doran, J.W., 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1667-1672.
- Liski, J., Ilvesniemi, H., Makela, A., Westman, C.J., 1999. CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are over-estimated – The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio* 28, 171-174.
- Liski, J., Palasou, T.A., Peltoniemi, M., Sievänen, R., 2002. Carbon and decomposition data sets for 1990 and 2000. *Geoderma* 127, 11-23.
- Lloyd, J., Farquahar, G., 1994. ¹³C discrimination during CO₂ assimilation by the terrestrial biosphere. *Oecologia* 99, 201-215.
- Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology* 8, 315-323.
- Lomander, A., Kätterer, T., Andrén, O., 1998. Carbon dioxide evolution from top- and subsoil as affected by moisture and constant and fluctuating temperature. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 2017-2022.
- López, J.A., 2001. Trends in daily precipitation regimes and their extremes at three observatories in the Iberian Peninsula. En: Brunet, M., López, J.A. (Eds.) *Detecting and modelling regional climate change*, Springer, Berlin, DE, pp 203-213.

- Lorenzo, M.N., Taboada, J.J., 2005. Influences of atmospheric variability on freshwater input in Galician *rias* in winter. *Journal of Atmospheric and Ocean Sciences* 10, 377-387.
- Lugo, A.E., Sánchez, M.J., Brown, S., 1986. Land-use and organic carbon content of some subtropical soils. *Plant and Soil* 96, 185-196.
- Luizao, F., Matson, P.A., Livingston, G.P., Luizzo, R., Vitousek, P.M., 1989. Nitrous oxide flux following tropical land clearing. *Global Biogeochemical Cycles* 3, 281-285.
- Lükewille, A., Wright, R.F., 1997. Experimentally increased soil temperature causes release of nitrogen at a boreal catchment in southern Norway. *Global Change Biology* 3, 13-21.
- Luo, Y., Wan, S., Hui, D., 2001. Acclimation of soil respiration to warming in tall grass prairie. *Nature* 413, 622-625.
- Luxmoore, R.J., 1981. CO₂ and phytomass. *BioScience* 31, 626.
- Madigan M.T., Martinko, J. M., Parker J., 2004. *Brock. Biología de los microorganismos*. Pearson Educación, S.A. 10ª edición. Madrid, 1.115 pp.
- Macduff, J.H., White, R.E., 1985. Net mineralization and nitrification rates in a clay soil measured and predicted in permanent grassland from soil temperature and moisture content. *Plant and Soil* 86, 151-172.
- Magnusson, T., 1993. Carbon dioxide and methane formation in forest mineral and peat soils during aerobic and anaerobic incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 877-883.
- Manley, J.T., Schuman, G.E., Reeder, J.D., Hart, R.H., 1995. Rangeland soil carbon and nitrogen responses to grazing. *Journal of Soil and Water Conservation* 50, 294-298.
- Marion, G.M., Black, C.H., 1987. The effect of time and temperature on nitrogen mineralization in arctic Tundra soils. *Soil Science Society of America Journal* 51, 1501-1508.
- Marland, G., Andres, R.J., Boden, T.A., 1994. Global, regional and national CO₂ emissions. En: Boden, T.A., Kaiser, D.P., Sepanski, R.J., Stoss, R.W. (Eds.) *Trends '93, publication n° ORNL/CDIAC-65*, Carbon Dioxide Information Centre, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA, pp 505-581.
- Marshall, J.P., Waring, R.H., 1985. Predicting fine root production and turnover by monitoring root starch and soil temperature. *Canadian Journal of Forest Research* 15, 791-800.

- Martin, A., Mariotti, A., Balesdent, J., Lavelles, P., Vuattoux, R., 1990. Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by ^{13}C natural abundance measurements. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 517-523.
- Martínez Mena, M., Alvarez, J., Castillo, V., Albadalejo, J., 2002. Organic carbon and nitrogen losses influenced by vegetation renewal in a semiarid mediterranean soil. *Biogeochemistry* 61, 309-321.
- Mary, B., Beaudoin, N., Justes, E., Machet, J., 1999. Calculation of nitrogen mineralization and leaching in fallow soil using a simple dynamic model. *European Journal of Soil Science* 50, 549-566.
- Matear, R.J., Hirst, A.C., 1999. Climate change feedback on the future oceanic CO_2 uptake. *Tellus* 51B, 722-733.
- Matson, P.A., Vitousek, P.M., 1990. Ecosystem approach to a global nitrous oxide budget. *Bioscience* 40, 667-672.
- Matthews, E., 1993. Wetlands. En: Khalil, M.A.K. (Ed.) *Atmospheric methane: sources, links and role in global change*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp 314-361.
- McGill, W.B., Hunt, H.W., Woodmansee, R.G., Reuss, J.O., 1981. PHOENIX, a model of the dynamics of carbon and nitrogen in grassland soils. En: Clark, F.E., Rosswall, T. (Eds.) *Terrestrial Nitrogen Cycles*, Ecological Bulletin Stockholm 33, Stockholm, Sweden, pp 9-11.
- McKenzie, C., Schiff, S., Aravena, R., Kelly, C., St. Louis, V., 1998. Effect of temperature on production of CH_4 and CO_2 from peat in a natural and flooded boreal forest wetland. *Climatic Change* 40, 247-266.
- McGuire A.D., Melillo J.M., Kicklighter D.W., Joyce L.A., 1995. Equilibrium responses of soil carbon to climate change: empirical and process-based estimates. *Journal of Biogeography* 22, 785-796.
- McGowan, J.A., Cayan, D.R., Dorman, L.M., 1998. Climate ocean variability and ecosystem response in the Northeast Pacific. *Science* 281, 210-217.
- McHale, G., Newton, M.I., Shirtcliffe, N.J., 2005. Water-repellent soil and its relationship to granularity, surface roughness and hydrophobicity: a materials science view. *European Journal of Soil Science* 56, 445-452.
- McHale, P.J., Mitchell, M.J., Raynal, D.J., Bowles, F.P., 1966. Increasing soil temperature in a northern hardwood forests: Effects on elemental dynamics and primary productivity. En: Horn, J., Birdsey, R., O'Brian, K. (Eds.) *Proceedings of 1995*

Meeting of the Northern Global Change Program. General Technical Report NE-214, USDA Forest Service, Radnor PA, USA, pp 146-152.

- McKeague, J.A., Day, J.H., 1966. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as an aid in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science* 46, 13-22.
- Medlyn, B.R., Berbigier, P., Clement, R. et al., 2005. Carbon balance of coniferous forests growing in contrasting climates: Model-based analysis. *Agricultural and Forest Meteorology* 131, 97-124.
- Melillo, J.M., Kicklighter, D.W., McGuire, A.D., Peterjohn, W.T., Newkirk, K.M., 1995. Global change and its effects on soil organic carbon stocks. En: Zepp, R.G. (Ed.) *Role of Nonliving Organic Matter in the Earth's Carbon Cycle*, Sonntag Press, Wiley and Sons, New York, pp175-189.
- Melillo, J.M., Steudler, P.A., Aber, J.D., Newkirk, K., Lux, H., Bowles, F.P., Catricala, C., Magill, A., Ahrens, T., Morrisseau, S., 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298, 2173-2176.
- Merlivat, L., Brault, P., 1995. CARIOCA buoy: Carbon dioxide monitor. *Sea Technology* 10, 23-30.
- Michaels, A.F., Olsen, D., Sarmiento, J., Ammerman, J., Fanning, K., Jahnke, R., Knap, A.H., Lipschultz, F., Prosspero, J., 1996. Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean. *Biogeochemistry* 35, 181-226.
- Mikan, C.J., Schimel, J.P., Doyle, A.P., 2002. Temperature controls of microbial respiration in arctic tundra soils above and below freezing. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 1785-1795.
- Milián, T., 1996. *Variaciones seculares de las precipitaciones en España*, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 407 pp.
- Miller, R.D., Johnson, D.D., 1964. The effect of soil moisture tension on carbon dioxide evolution, nitrification, and nitrogen mineralization. *Soil Science Society of America Proceedings* 28, 644-647.
- Minani, K., 1997. Atmospheric methane and nitrous oxide: sources, sinks and strategies for reducing agricultural emissions. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 49, 203-211.
- Misson, L., Tang, J.W., Xu, M., McKay, M., Goldstein, A., 2005. Influences of recovery from clear-cut, climate variability, and thinning on the carbon balance of a young ponderosa pine plantation. *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 207-222.

- Moberg, A., Jones, P.D., Barriendos, M., Bergström, H., Camuffo, D., Cocheo, C., Davies, T.D., Demarée, G., Martin-Vide, J., Maugeri, M., Rodríguez, T., Verhoeve, T., 2000. Day-to-day temperature variability trends in 160-to 275-year long European instrumental records. *Journal of Geophysical Research* 105, 22849-22868.
- Molina, J. A., Smith, P., 1998. Modeling carbon and nitrogen processes in soils. *Advances in Agronomy*, 62, 253-298.
- Monson, R.K., Lipson, D.L., Burns, S.P. et al., 2006. Winter frost soil respiration controlled by climate and microbial community composition. *Nature* 439, 711-714.
- Mosier, A.R., 1998. Soil processes and global change. *Biology and Fertility of Soils* 27, 221-229.
- Mosier, A.R., Parton, W.J., Valentine, D.W., Ojima, D.S., Schimel, D.S., Heinemeyer, O., 1997. CH₄ and N₂O fluxes in the Colorado shortgrass steppe. 2. Long-term impact of land use change. *Global Biogeochemical Cycles* 11, 29-42.
- Mosier, A.R., Schimel, D.S., Valentine, D.W., Bronson, K.F., Parton, W.J., 1991. Methane and nitrous oxide fluxes in native, fertilized and cultivated grasslands. *Nature* 350, 330-332.
- Moore, T.R., Dalva, M., 1993. The influence of temperature and water table position on methane and carbon dioxide emissions from laboratory columns of peatland soils. *Journal of Soil Science* 44, 651-664.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., 1995. Methane emissions from Canadian peatlands. En: Lal, R., Kimble, J.M., Levine, E., Stewart, B.A. (Eds.) *Soils and Global Change*, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, USA, pp 153-164.
- Murdiyarso, D., Hairiah, K., Husin, Y.A., Wasrin, U.R., 1996. Greenhouse gas emissions and carbon balance in slash and burn practices. En: Noordwijk, M. van, Thomich, T.P., Garrity, D.P., Fago, A.M. (Eds.) *Alternatives to slash and burn research in Indonesia*, ASB-Indonesia Report number 6, 1996, Agency for Agricultural Research and Development, pp 35-58.
- Murphy, J., Riley, J.P., 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica Chimica Acta* 27, 31-36.
- Myers, R.J.K., Campbell, C.A., Weir, K.L., 1982. Quantitative relationship between net nitrogen mineralization and moisture content of soils. *Canadian Journal of Soil Science* 62, 111-124.
- Mynemi, B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G., Nemani, R.R., 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature* 386, 698-702.

- Nadelhoffer, K.J., Emmett, B.A., Gundersen, P., Kjonass, O.J., Koopmans, C.J., Schleppi, P., Tietema, A., Wright, R.F., 1999. Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests. *Nature* 398, 145-148.
- Nannipieri, P., Ceccanti, B., Cervelli, S., Matarese, E., 1980. Extraction of phosphatase, urease, proteases and organic carbon from soil. *Soil Science Society of America Journal* 44, 1011-1016.
- Nannipieri, P., Gelsomino, A., Felici, M., 1991. Method to determine guaiacol oxidase activity in soil. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1347-1352.
- Nepstad, D.C., de Carvalho, C.R., Davidson, E.A., Jipp, P.H., Lefebvre, P.A., Negreiros, G.H., da Silva, E.D., Stone, T.A., Trumbore, S.E., Vieira, S., 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372, 666-669.
- Nicorladot, B., Fauvet, G., Cheneby, D., 1994. Carbon and nitrogen cycling through soil microbial biomass at various temperatures. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 253-261.
- Norby, R.J., 1987. Nodulation and nitrogenase activity in nitrogen-fixing woody plants stimulated by CO₂ enrichment of the atmosphere. *Physiologia Plantarum* 71, 77-82.
- Norby, R.J., Pastor, J., Melillo, J., 1986. Carbon-nitrogen interactions in CO₂ enriched white oak: physiological and long-term perspectives. *Tree Physiology* 2, 233-241.
- Nordmeyer, H., Ritcher, J., 1985. Incubation experiment on nitrogen mineralization in loess and sandy soils. *Plant and Soil* 83, 433-445.
- Norris, R.D., Rohl, U., 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Paleocene/Eocene transition. *Nature* 401, 775-778.
- O'Connell, A.M., 1990. Microbial decomposition (respiration) of litter in eucalypt forests of south-western Australia: an empirical model based on laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 153-160.
- O'Connell, A.M., Rance, S.J., 1999. Predicting nitrogen supply in plantation eucalypt forests. *Soil Biology and Biochemistry* 15, 447-453.
- O'Neill, E.R., Luxmore, R.J., Norby, R.J., 1987. Elevated atmospheric CO₂ effects on seedling growth, nutrient uptake, and rhizosphere bacterial populations of *Liriodendron tulipifera* L. *Plant and Soil* 104, 3-11.
- Oades, J.M., 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry* 5, 35-70.

- Oberbauer, S.F., Gillespie, C.T., Cheng, W., Gebauer, R., Sala Serra, A., Tenhunen, J.D., 1992. Environmental effects on CO₂ efflux from riparian tundra in the northern foothills of the Brooks Range, Alaska, U.S.A. *Oecologia* 92, 568-577.
- Oechel, W.C., Hastings, S.J., Vourlitis, G., Jenkins, M., Riechers, G., Grulke, N., 1993. Recent change or Arctic tundra ecosystem from a net carbon dioxide sink to source. *Nature* 361, 520-523.
- Oeschger, H., Siegenthaler, U., Schotterer, U., Gugelmann, A., 1975. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus* 27, 168-192.
- Oeschger, H., Stauffer, B., 1986. Review of the history of atmospheric CO₂ recorded in ice cores. En: Trabalka, J.R., Reichle, D.E: (Eds.) *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, Springer-Verlag, New York, pp 89-108.
- Oñate, J.J., Pou, A., 1996. Temperature variations in Spain since 1901. A preliminary analysis. *International Journal of Climatology* 16, 805-816.
- Oostra, S., Majdi, H., Olsson, M., 2006. Impact of tree species on soil carbon stocks and soil acidity in southern Sweden. *Scandinavian Journal of Forest Research* 21, 364-371.
- Orchard, V.A., Cook, F., 1983. Relationship between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 15, 447-453.
- Pacheco, J., Put R., Cabrera A., 2002. Análisis del ciclo del nitrógeno en el medio ambiente con relación al agua subterránea y su efecto en los seres vivos. *Ingeniería* 6-3, 73-81.
- Pajari, B., 1995. Soil respiration in a poor upland site of Scots pine stand subjected to elevated temperature and atmospheric carbon concentration. *Plant and Soil* 168-169, 563-570.
- Pal, D., Broadbent, F.E., 1975. Influence of moisture on rice straw decomposition in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 39, 59-63.
- Palmer, J., Cherry, R., Schlesinger, W., 1996. The Q₁₀ relationship of microbial respiration in a temperate forest soil. *Soil Biol.Biochem.*28, 1067-1072.
- Panikov, N.S., 1991. A synthetic chemostat model as a means of describing the complex dynamic behaviour of microorganisms. *Microbiology* 60, 299-307.
- Panikov, N.S., 1995. *Microbial growth kinetics*, Chapman and Hall Press, London, U.K., pp. 378.
- Panikov, N.S., 1999. Understanding and prediction of soil microbial community dynamics under global change. *Applied Soil Ecology* 11, 161-176.

- Papendick, R.I., Campbell, G.S., 1981. Theory and measurement of water potential. En: Parr, J.F., Gardner, W.R., Elliot, L.F. (Eds.) *Water Potential Relations in Soil Microbiology*, Soil Science Society of America Special Publications number 9, Madison, Wisconsin, USA, pp 1-22.
- Parfitt, R.I., Henmi, T., 1982. Comparison of an oxalate extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Science and Plant Nutrition* 28, 183-190.
- Parker, D.Y., Larson, W.E., 1962. Nitrification as affected by temperature and moisture content in mulched soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 26, 238-242.
- Parshotam, A., Saggiar, S., Tate, K., Parfitt, R., 2001. Modelling organic matter dynamics in New Zealand soils. *Environmental International* 27, 111-119.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V. et al., 1987. Analysis of the factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal* 51, 1173-1179.
- Paul, P.A., Clark, F.E., 1996. *Soil Biochemistry*, 2nd edition, Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Paul, K.I., Polglase, P.J., Nyakuengama, J.G., Khanna, P.K., 2002. Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management* 13, 30-244.
- Paul, K.I., Polglase, P.J., O'Connell, A.M., Carlyle, C.J., Smethurst, P.J., Khanna, P.K., 2001. Predicting N mineralization in forest soils using SNAP. En: *CSIRO Forestry and Forest Products Divisional Report n° 136*, CSIRO Forestry and Forest Products, Canberra, Australia, pp 22-30.
- Paul, K.I., Polglase, P.J., O'Connell, A.M., Carlyle, C.J., Smethurst, P.J., Khanna, P.K., 2003. Defining the relation between soil water content and net nitrogen mineralization. *European Journal of Soil Science* 54, 39-47.
- Paustian, K., Collins, H.P., Paul, E.A., 1997a. Management controls on soil carbon. En: Paul, E.A., Paustian, K., Elliot, E.T., Cole, C.V. (Eds.) *Soil organic matter in temperate agroecosystems. Long-term experiments of North America*, CRC/Lewis, Chelsea, Michigan, USA, pp 15-49.
- Paustian, K.A., Andren, O., Janzen, H.H., Lal, R., Smith, P., Tian, G., Tiessen, H., van Noordwijk, M., Woomer, P.L., 1997b. Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use and Management* 13, 230-244.
- Paz-Ferreiro, J., 2007. *Propiedades bioquímicas de suelos de prado de Galicia*, Tesis Doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, 522 pp.

- Peñuelas, J., Gordon, C., Llorens, L., Nielsen, T., Tietema, A., Beier, C., Bruna, P., Emmett, B., Estiarte, M., Gorissen, A., 2004. Nonintrusive Field Experiments Show Different Plant Responses to Warming and Drought among Sites and Seasons, and Species in a North–South European Gradient. *Ecosystems* 7, 598-612.
- Pérez-Batallón, P., Ouro, G., Merino, A., Macías, F., 1998. Flujos de CH₄ y N₂O en un suelo forestal del norte de España bajo diferentes manejos de restos de corta. *Edafología* 5, 47-57.
- Pérez- Vidal, T., 2002. Análisis, Problemas y perspectivas de los principales sistemas de producción en Galicia. *Jornada Autonómica de Galicia*. Santiago de Compostela.
- Piñol, J., Terradas, J., Lloret, F., 1998. Facilitation between higher plants species in a semiarid environment. *Ecology* 75, 1420-1426.
- Pita, M^a.F., Camarillo, J.M., Aguilar, M., 1999. La evolución de la variabilidad pluviométrica en Andalucía y sus relaciones con el índice de la NAO. En: Raso, J.M., Martín-Vide, J. (Eds.) *La climatología española en los albores del siglo XXI*, Vilassar Oikos-Tau, Asociación Española de Climatología, serie A nº 1, pp. 399-408.
- Pitelka, L.F., 1994. Ecosystem responses to elevated CO₂. *Trend in Ecological Evolution* 9, 204-207.
- Pöhhacker, R., Zech, W., 1995. Influence of temperature on CO₂ evolution, microbial biomass C and metabolic quotient during decomposition of two humic forest horizons. *Biology and Fertility of Soils* 19, 239-245.
- Polyzopoulos, N.A., Keramidas, V.Z., Pavlatou, A., 1986. On the limitations of the simplified Elovich equation in describing the kinetics of phosphate sorption and release from soils. *Journal of Soil Science* 37, 81-87.
- Pommerening, A., Murphy, S.T., 2004. A review of the history, definitions and methods of continuous cover forestry with special attention to afforestation and restocking. *Forestry* 77, 27-44.
- Ponnamperuna, F.N., 1972. The chemistry of submerged soils. *Advances in Agronomy* 24, 29-96.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C., 1999. *Edafología. Para la Agricultura y el Medio Ambiente*. Madrid.
- Post, W.M., Emanuel, W.R., Zinke, P.J., Stangenberger, A.G., 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature* 298, 156-159.
- Post, W.M., Pastor, J., Zinke, P.J., Stangenberger, A.G., 1985. Global patterns of soil nitrogen storage. *Nature* 317, 613-616.

- Post, W.M., Kwon, K.C., 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology* 6, 317-327.
- Potter, K.N., Daniel, J.A., Altom, W., Torbert, H.A., 2001. Stocking rate effect on soil carbon and nitrogen in degraded soils. *Journal of Soil and Water Conservation* 56, 233-236.
- Powlson, D., 2005. Will soil amplify climate change? *Nature* 443, 204-205.
- Powlson, D.S., Jenkinson, D.S., 1981. A comparison of the organic matter, biomass, adenosine-triphosphate and mineralizable nitrogen contents of ploughed and direct-drilled soils. *Journal of Agricultural Science* 97, 713-721.
- Pregitzer, K.S. and Euskirchen, E.S. 2004. Carbon cycling and storage in world forests: Biome patterns related to forest age. *Global Change Biology* 10, 2052-2077.
- Prentice, I.C., Sykes, M.T., 1995. Vegetation geography and global carbon storage changes. En: Woodwell, G.M., Mackenzie, F.T. (Eds.) *Biospheric Feedbacks in the Global Climate System – Will the Warming feed the Warming?*, Oxford University Press, Oxford, New York, pp 304-312.
- Prentice, K.C., Fung, I.Y., 1990. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature* 346, 48-51.
- Quay, P.D., Tilbrook, B., Wong, C.S., 1992. Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: carbon-13 evidence. *Science* 256, 74-79.
- Quemada, M., Cabrera, M.L., 1997. Temperature and moisture effects on C and N mineralization from surface applied clover residue. *Plant and Soil* 189, 127-137.
- Quereda, J., Montón, E., 1999. La hipótesis de la “estabilidad” climática en el Mediterráneo español. En: Raso, J.M., Martín-Vide, J. (Eds.) *La climatología española en los albores del siglo XXI*, Vilassar Oikos-Tau, Asociación Española de Climatología, serie A nº 1, pp. 427-438.
- Quinlan, A.V., 1980. The thermal sensitivity of nitrification as a function of the concentration of nitrogen substrate. *Water Research* 14, 1501-1507.
- Raich, J.W., Schlesinger, W.H., 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44B, 81-99.
- Randerson, J.T., Thomson, M.V., Conway, T.J., Fung, I.Y., Field, C.B., 1997. The contribution of terrestrial sources and sinks to trends in the seasonal cycle of atmospheric carbon dioxide. *Global Biogeochemical Cycles* 11, 535-560.

- Rasiah, V., Kay, B.D. 1998. Legume N mineralization: effect of aeration and size distribution of water filled pores. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 89-96.
- Raso, J.M., 1997. The recent evolution of mean annual temperatures in Spain. En: Martín-Vide, J. (Ed.) *Advances in Historical Climatology in Spain*, Vilassar de Mar, Oikos-Tau, pp 201-223.
- Raymo, M.E., Ganley, K., Carter, S., Oppo, D.W., McManus, J., 1998. Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch. *Nature* 392, 699-702.
- Raynaud, D., Jouzel, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Delmas, R.J., Lorius, C., 1993. The ice record of greenhouse gases. *Science* 259, 926-934.
- Real Decreto 6/2001 de 12 Enero sobre forestación de tierras agrícolas, Boletín Oficial del Estado 2001 nº 12, pp 1622-1630.
- Raich, J.W., Potter, C.S., 1995. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 23-36.
- Reeburgh, W.S., Whalen, S.C., Alpern, M.J., 1993. The role of methylotrophy in the global methane budget. En: Murrell, J.C., Kelly, D.P. (Eds.) *Microbial growth on C1 compounds*, Intercept Limited, Andover, UK, pp 1-14.
- Reeder, J.D., Schuman, G.E., 2002. Influence of livestock grazing on C sequestration in semi-arid mixed-grass and short-grass rangelands. *Environmental Pollution* 116, 457-463.
- Rees, ap T., Burrell, M., Entwistle, T.G., Hammond, J.B.W., Kirk, D., Kruger, N., 1988. Effects of low temperature on the respiratory metabolism of carbohydrates by plants. En: Long, S.P., Woodward, F.I. (Eds.) *Plants and Temperature*, The Company of Biologists Limited, Cambridge, U.K., pp 377-393.
- Reglamento CE 1257/1999 del Consejo de 17 de Mayo de 1999 sobre la ayuda al desarrollo rural a cargo del Fondo Europeo de Orientación y de Garantía Agrícola (FEOGA), Diario Oficial de las Comunidades Europeas 26/6/1999, pp L160/80-L160/102.
- Reglamento CE 1698/2005 del Consejo de 20 de Septiembre de 2005 relativo a la ayuda al desarrollo rural a través del Fondo Europeo Agrícola de Desarrollo Rural (FEADER), Diario Oficial de la Unión Europea del 21-10-2005, pp L271/1-L271/40.
- Reich, P., Hobbie, S., Lee, T., Ellsworth, D., West, J., Tilman, D., Knops, J., Naeem, S., Trost, J., 2006. Nitrogen limitation constrains sustainability of ecosystem response to CO₂. *Nature* 440, 922-925.

- Reichman, G.A., Grunes, D.L., Viets, F.G. Jr., 1966. Effect of soil moisture content in the region of the wilting point and mineralization of native soil nitrogen. *Journal of Agricultural Science Cambridge* 49, 100-105.
- Reichstein, M., Kätterer, T., Andrén, O., Ciais, P., Schulze, E.-D., Cramer, W., Papale, D., Valentini, R., 2005. Does the temperature sensitivity of decomposition vary with soil organic matter quality? *Biogeosciences Discussions* 2, 737-747.
- Reichstein, M., Tenhunen, J.D., Rouspard, O., 2002. Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm oak forests, drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology* 16, 27-39.
- Rey, A., Jarvis, P., 2006. Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites (FORCAST). *Global Change Biology* 12, 1894-1908.
- Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., 2002. Annual variation in soil respiration and its components under an oak coppice forest in central Italy. *Global Change Biology* 8, 851-866.
- Rey, A., Pepsikos, C., Jarvis, P., 2005. Effect of temperature and moisture on rates of carbon mineralization in a Mediterranean oak forest soil under controlled and field conditions. *European Journal of Soil Science* 56, 589-599.
- Rey, M., 2000. *Desarrollo de una metodología analítica para la determinación de gases invernadero. Aplicación al estudio de la influencia del cambio climático global sobre la mineralización de la materia orgánica del suelo*, Tesis Doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, 251 pp.
- Rey, M., Guntiñas, E., Gil-Sotres, F., Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., 2007. Translocation of soils to simulate climatic change: CO₂ emissions and modifications to soil organic matter. *European Journal of Soil Science* 58, 1233-1243.
- Rey, M., Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., 2008. *Effect of temperature on the emission of N₂O in water saturated soils*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-11648, 2008, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-11648, EGU General Assembly 2008, Vienna.
- Rhoades, J.D., 1982. Cation Exchange Capacity. En: Page, A.L., Miller, R.H., Keeney, D.R. (Eds.) *Methods of Soil Analysis, 2nd Ed., part 2, Chemical and Microbiological Properties*, American Society of Agronomy, Madison, WI, USA, pp 149-158.
- Rinnan, R., Keinänen, M. M., Kasurinen, A., Asikainen, J., Kekki, T. K., Holopainen, T., Ro-Poulsen, H., Mikkelsen, T., Michelsen, A., 2005. Ambient ultraviolet radiation in

- the Arctic reduces root biomass and alters microbial community composition but has no effects on microbial biomass. *Global Change Biology* 11, 564-574.
- Rinnan, R., Michelsen, A., Baath, E., Jonasson, S., 2007. Fifteen years of climate change manipulations alter soil microbial communities in a subarctic heath ecosystem. *Global Change Biology* 13, 28-39.
- Robertson, G.P., 1989. Nitrification and denitrification in humid tropical ecosystems: potential control on nitrogen retention. En: Procter, J. (Ed.) *Mineral nutrients in tropical forests and savanna ecosystems*, Blackwell, Oxford, pp 55-69.
- Robertson, G.P., Klingensmith, K.M., Klung, M.J., Paul, E.A., Crum, J.R., Ellis, B.G., 1997. Soil resources, microbial activity, and primary production across an agricultural ecosystem. *Ecological Applications* 7, 158-170.
- Robinson, A.B., Baliunas, S.L. Soon, W., Robinson, Z.W., 1998. Environmental effects of increased atmospheric carbon dioxide. *Journal of American Physicians and Surgeons* 3, 171-178.
- Robinson, C.H., Wookey, P.A., Parsons, A.N., Potter, J.A., Callahan, T.V., Lee, J.A., Press, M.C., Welker, J.M., 1995. Responses of plant litter decomposition and nitrogen mineralization to stimulated environmental change in a high arctic polar semi-desert and a subarctic dwarf shrub heath. *Oikos* 74, 503-512.
- Rocha, A., 1999. Low-frequency variability of seasonal rainfall over the Iberian Peninsula and ENSO. *International Journal of Climatology* 19, 889-901.
- Rodrigo, A., Recous, S., Neel, C., Mary, B., 1997. Modelling temperature and moisture effects on C-N transformations in soils: comparison of nine models. *Ecological Modelling* 102, 325-339.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez, D., Castro-Díez, Y., 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial times scales. *International Journal of Climatology* 20, 721-732.
- Rodríguez-Murillo, J.C., 2001. Organic carbon content under different types of land use and soil in peninsular Spain. *Biology and Fertility of Soils* 33, 53-61.
- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S., Garmendía, J., 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 18, 299-316.
- Rogers, H.H., Runion, G.B., Krupa, S.V., 1994. Plant response to atmospheric CO₂ enrichment with emphasis on roots and the rhizosphere. *Environmental Pollution* 83, 155-189.

- Rollán, A.A., Bachmeier O.A., Sereno, R. 1999. Mineralización de nitrógeno in situ en un cultivo estival: efecto de la humedad edáfica y forma nitrogenada presente. *Agriscientia*, 16, 11-16.
- Romanyá, J., Rovira, P., Vallejo, R., 2007. Análisis del carbono en los suelos agrícolas de España. Aspectos relevantes en relación a la reconversión a la agricultura ecológica en el ámbito mediterráneo. *Ecosistemas* 16.
- Ross, D.J., Bridger, B.A., 1978. Influence of temperature on biochemical processes in some soils from tussock grassland. 2. Nitrogen mineralization. *New Zealand Journal of Science* 21, 591-597.
- Ross, D.J., Cairns, A., 1978. Influence of temperature on biochemical processes in some soils from tussock grasslands. *New Zealand Journal Soil Science* 21, 581-589.
- Rovira, P., 2001. *Descomposició i estabilització de la matèria orgànica als sòls forestals de la mediterrània: qualitat, protecció física i factor fondària*, Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Ruess, L., Michelsen, A., Schmidt, I.K., Jonasson, S., 1999. Simulated climate change affecting microorganisms, nematode density and biodiversity in subarctic soils. *Plant and Soil* 212, 63-73.
- Rustad, L.E., Fernandez, I.J., 1998a. Experimental soil warming effects on CO₂ and CH₄ flux from a low elevation spruce-fir forest soil in Maine, USA. *Global Change Biology* 4, 597-605.
- Rustad, L.E., Fernandez, I.J., 1998b. Soil warming: consequences for foliar decay in a spruce-fir forest in Maine, USA. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1072-1080.
- Sabey, B.R., 1969. Influence of soil moisture tension on nitrate accumulation in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 263-266.
- Sabine, C.L., Key, R.M., Johnson, K.M., Millero, E.J., Poisson, A., Sarmiento, J.L., Wallace, D.W.R., Winn, C.D., 1999. Anthropogenic CO₂ inventory of the Indian Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 13, 179-198.
- Salonius, P.O., 1978. Effects of mixing and various temperature regimes on the respiration of fresh and air-dried coniferous raw humus materials. *Soil Biology and Biochemistry* 10, 479-482.
- Sánchez, B., Dios, R., 1995. Los suelos de Orense. En: Sánchez, B., Dios, R. (Eds.) *Estudio agrobiológico de la provincia de Ourense*, Misión Biológica, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Pontevedra.

- Sarmiento, J.L., Hughes, T.M.C., Stouffer, R.J., Manabe, S., 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature* 393, 245-249.
- Sarmiento, J.L., Le Quéré, C., 1996. Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming. *Science* 274, 1346-1350.
- Sarmiento, J.L., Murnane, R., Le Quéré, C., 1995. Air-Sea CO₂ transfer and the carbon budget of the North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 348, 211-218.
- Sarmiento, J.L., Orr, J.C., Siegenthaler, U., 1992. A perturbation simulation of CO₂ uptake in an ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 97, 3621-3646.
- Sarmiento, J.L., Wofsy, S.C., 1999. *A United States of America Carbon Cycle Science Plan. Report of the Carbon and Climate Working Group*, U.S. Global Change Research Program, Washington DC, USA, 70 pp.
- Scanlon, D., Moore, T., 2000. Carbon dioxide production from peatland soil profiles: the influence of temperature, oxic/anoxic conditions and substrate. *Soil Science* 165, 153-160.
- Schimel, D., 1990. Biogeochemical feedbacks in the Earth system. En: Leggett, J. (Ed.) *Global Warming: The Greenpeace Report*, Oxford University Press, Oxford, UK, pp 68-82.
- Schimel, D., Alves, D., Enting, I., Heimann, M., Joos, F., Raynaud, D., Wigley, T., 1996. CO₂ and the Carbon Cycle. En: Houghton, J.T., Filho, L.G.M., Callander, B.A., Harris, N., Katzenberg, A., Maskell, K. (Eds.) *Climate Change 1995*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp 76-86.
- Schimel, D., Enting, I.G., Heimann, M., Wigley, T.M.L., Raynaud, D., Alves, D., Siegenthaler, U., 1995. CO₂ and the Carbon Cycle. En: Houghton, J.T., Filho, L.G.M., Bruce, J., Lee, H., Callander, B.A., Haites, E., Harris, N., Maskell, K. (Eds.) *Climate Change 1994*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp 35-71.
- Schimel, D. S., Braswell, B.H., Holland, E.H., McKeown, R., Ojima, D.S., Painter, T.H., Parton, W.J., Townsend, A.R., 1994. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochemical Cycles* 8, 279-293.
- Schimel, D. S., Braswell, B.H., McKeown, R., Ojima, D.S., Parton, W.J., Pulliam, W., 1996. Climate and nitrogen controls on the geography and timescales of terrestrial biogeochemical cycling, *Global Biogeochemical Cycles* 10, 677-692.

- Schinner, F., von Mersi, W., 1990. Xylanase-, CM-cellulase- and invertase activity in soil: an improved method. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 511-515.
- Schlentner, R.E., van Cleve, K., 1985. Relationships between CO₂ evolution from soil, substrate temperature, and substrate moisture in four mature forest types in interior Alaska. *Canadian Journal of Forest Research* 15, 97-106.
- Schleser, G.H., 1982. The response of CO₂ evolution from soils to global temperature changes. *Zeitschrift für Naturforschung* 37a, 287-291.
- Schlesinger, M.E. (Ed.) 1991. *Greenhouse-gas-induced climatic change: A critical appraisal of simulations and observations*. Elsevier, Amsterdam, 615 pp.
- Schlesinger, W.H., 1977. Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics* 8, 51-81.
- Schlesinger, W.H., 1984. Soil organic matter: a source of atmospheric CO₂. En: Woodwell, G.W. (Ed.) *The role of terrestrial vegetation in the global carbon cycle: methods for appraising changes*, Wiley and Sons, New York.
- Schlesinger, W.H., 1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature* 348, 232-234.
- Schlesinger, W.H., 1995. An overview of the carbon cycle. En: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A. (Eds.) *Soils and Global Change*, CRC Press, Boca Raton, pp 9-27.
- Schlesinger, W.H., 1999. Carbon sequestration in soils. *Science* 284, 2095-2096.
- Schmidt, I.K., Jonasson, S., Shaver, G.R., Michelsen, A., Nordin, A., 2002. Mineralization and allocation of nutrients by plants and microbes in four arctic ecosystems: responses to warming. *Plant and Soil* 24, 93-106.
- Schmidt, I.K., Ruess, L., Bååth, E., Michelsen, A., Ekelund, F., Jonasson, S., 2000. Long term manipulation of the microbes and microfauna of two subarctic heaths by addition of fungicide, bactericide, carbon and fertilizer. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 707-720.
- Schnabel, R.R., Franzluebbers, A.J., Stout, W.L., Sanderson, M.A., Stuedemann, J.A., 2001. The effects of pasture management practices. En: Follett, R.F., Kimble, J.M., Lal, R. (Eds.) *The potential of U.S. grazing lands to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect*, Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, USA, pp 291-322.
- Schnitzer, M., 1978. Humic substances: chemistry and reactions. En: Schnitzer, M, Khan, S.H. (Eds.) *Soil Organic Matter*, Elsevier Pub. Co. Amsterdam, The Netherlands, pp 1-64.

- Schröter, D., Wolters, V., de Ruiter, P.C., 2003. C and N mineralization in the decomposer food webs of a European forest transect. *Oikos* 102, 294-308.
- Schutz, H., Seiler, W., Rennenberg, H., 1990. Soil and land use related sources and sinks of methane (CH₄) in the context of the global methane budget. En: Bouwman, A.F. (Ed.) *Soils and the Greenhouse effect*, Wiley, Chichester, U.K., pp 269-285.
- Shine, K.P., Forster, P.M. de F., 1999. The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Global and Planetary Change* 20, 205-225.
- Sierra, J., 1997. Temperature and soil moisture dependence of N mineralization in intact soil cores. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1557-1563.
- Sigman, D.M., Boyle, E.A., 2000. Glacial/Interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 401, 859-869.
- Silvola, J., Alm, J., Ahlhom, U., Nykänen, H., Martikainen, P.J., 1996. CO₂ fluxes from peat in boreal mire under varying temperature and moisture conditions. *Journal of Ecology* 84, 219-228.
- Sinclair, T.R., 1992. Mineral nutrition and plant growth response to climate change. *Journal of Experimental Botany* 43, 1141-1146.
- Sinclair, T.R., Muchow, R.C., 1995. Effect of nitrogen supply on maize yield: modelling physiological response. *Agronomy Journal* 87, 632-641.
- Sing, H., Sing, K.P., 1994. Nitrogen and phosphorus availability and mineralization in dryland reduced tillage cultivation: effects of residue placement and chemical fertilizer. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 695-702.
- Sinsabaugh, R.L., Antibus, R.K., Linkins, A.E., 1991. Enzymatic approach to the analysis of microbial activity during plant litter decomposition. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 34, 43-54.
- Sionit, N., Strain, B.R., Hellmers, H., Riechers, G.H., Jaeger, C.H., 1985. Long-term atmospheric CO₂ enrichment affects the growth and development of *Liquidambar styraciflua* and *Pinus taeda* seedlings. *Canadian Journal of Forest Research* 15, 468-471.
- Six, J., Callewaert, P., Lenders, S., De Gryze, S., Morris, S.J., Gregorich, E.G., Paul, E. A., Paustian, K., 2002. Measuring and Understanding Carbon Storage in Afforested Soils by Physical Fractionation. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1981-1987.

- Skopp, J., Jawson, M.D., Doran, J.W., 1990. Steady-state aerobic microbial activity as function of soil water content. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1619-1625.
- Skovsgaard, J.P., Stupak, I., Vesterdal, L., 2006. Distribution of biomass and carbon in evenaged stands of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.): A case study on spacing and thinning effects in northern Denmark. *Scandinavian Journal of Forest Research* 21, 470-488.
- Skujins, J.J., 1967. Enzymes in soil. En: McLaren, A.D., Peterson, G.H. (Eds.) *Soil Biochemistry, vol 1*, Marcel Dekker, New York, pp 371-414.
- Slodick, M., Novak, J., Skovsgaard, J.P., 2005. Wood production, litter fall and humus accumulation in a Czech thinning experiment in Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.). *Forest Ecology and Management* 209, 157-166.
- Smeck, N.E., 1985. Phosphorus dynamics in soils and landscapes. *Geoderma* 36, 185-199.
- Smith, K.A., 1990. Greenhouse gas fluxes between land surfaces and the atmosphere. *Progress in Physical Geography* 14, 349-372.
- Smith, K.A., Ball, T., Conen, F., 2003. Soil atmosphere exchange of greenhouse gases: interactions of soil physical factors and biological processes. *European Journal of Soil Science* 54, 779-791.
- Smith, P., Powlson, D.S., Glendining, M.J., Smith, J.U., 1997. Potential for carbon sequestration in European soils: preliminary estimates for five scenarios using results from long-term experiments. *Global Change Biology* 3, 67-79.
- Smith, S.V., Buddemeier, R.W., 1992. Global change and coral reef ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 23, 89-118.
- Smith, T.M., Shugart, H.H., 1993. The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate. *Nature* 361, 523-526.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*, USDA-SCS Agricultural Handbook 436, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Soil Survey Staff, 1993. *Soil Survey Manual*, USDA, Government Printing Office, Washington D.C.
- Sombroek, W.G., Nachtergaele, F.O., Hebel, A., 1993. Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *Ambio* 22, 417-426.

- Soto, B., Benito, E., Díaz-Fierros, F., 1991. Heat-induced degradation processes in forest soils. *International Journal of Wildland Fires* 1, 147-152.
- Spaccini, R., Piccolo, A., Conte, P., Haberhauer, G., Gerzabek, M.H., 2002. Increased soil organic carbon sequestration through hydrophobic protection by humic substances. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 1839-1851.
- Spiegel, M.R., 1974. *Estadística. Teoría y Problemas*. Ed. McGraw Hill. México 400 pp.
- SSSA BOOK, 1987. Series:5. Methods of Soil Analysis. *Chemical Methods* part 3. Soil Science Society of América, 537 pp.
- Stark, J.M., 1996. Modelling the temperature response of nitrification. *Biogeochemistry* 35, 433-445.
- Stark, J.M., Hart, S.C., 1997. High rates of nitrification and nitrate turnover in undisturbed coniferous forests. *Nature* 385, 61-64.
- Stallard, R.F., 1998. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 231-258.
- Stamnes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., Jayaweera, K., 1988. Numerical stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics* 27, 2502-2509.
- Stanford, G., Epstein, E., 1974. Nitrogen mineralization-water relations in soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 38, 103-107.
- Stanford, G., Frere, M.H., Schwaninger, D.H., 1973. Temperature coefficient of soil nitrogen mineralization. *Soil Science* 115, 321-323.
- Stanford, G., Smith, S.J., 1972. Nitrogen mineralization potential of soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 465-472.
- Staudt, M., 2004. *Detección de cambios térmicos en la Península Ibérica con datos homogéneos regionales*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 559 pp.
- Stauffer, B., Blunier, T., Dallenbach, A., Indermuhle, A., Schwander, J., Stocker, T.F., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Hammer, C.U., Clausen, H.B., 1998. Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature* 392, 59-62.
- Stephens, B.B., Keeling, R.F., 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations. *Nature* 404, 171-174.

- Steudler, P.A., Bowden, R.D., Melillo, J.M., Aber, J.D., 1989. Influence of nitrogen fertilization on methane uptake in temperate forest soils. *Nature* 341, 314-316.
- Strain, B.R., 1987. Direct effects of increasing atmospheric CO₂ on plants and ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution* 2, 18-21.
- Striegl, R.G., McConnaughey, T.A., Thortenson, D.C., Weeks, E.P., Woodward, J.C., 1992. Consumption of atmospheric methane by desert soils. *Nature* 357, 145-147.
- Swift, M., Eal, W., Anderson, J.M., 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*, Studies in Ecology 5, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 297 pp.
- Tabatabai, M.A., 1982. Soil enzymes. En: Page, A.L., Miller, R.H., Keeney, D.R. (Eds.) *Methods of Soil Analysis. Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. 2nd ed., American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA, pp 903-947.
- Taboada, J.J., Lorenzo, M.N., Gimeno, L., 2008. Variabilidad y tendencias en la escala sinóptica. Ponencia presentada en el *Simposio "Análise de Evidencias e Impactos do Cambio Climático en Galicia"*, Dirección Xeral de Desenvolvemento Sostible, Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible, Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, Febrero de 2008.
- Takahashi, S., Yamamuro, S., 1995. Quantification of effect of temperature and air-drying treatment in paddy soils on mineralization of soil organic nitrogen. *JARQ* 29, 103-109.
- Takahashi, T., Feely, R.A., Weiss, R.E., Wanninkhof, R.H., Chipman, D.W., Sutherland, S.C., Takahashi, T.T., 1997. Global air-sea flux of CO₂: An estimate based on measurements of atmospheric O₂ and CO₂ concentrations. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 94, 8992-8299.
- Takahashi, T.R., Wanninkhof, R.H., Feely, R.A., Weiss, R.E., Chipman, D.W., Bates, N., Olafsson, J., Sabine, C., Sutherland, S.C., 1999. *Net sea-air CO₂ flux over the global oceans: an improved estimate based on the sea-air pCO₂ difference*, Proceedings of the 2nd CO₂ in the Oceans Symposium, Tsukuba, Japan, pp 18-23.
- Tang, J.W., Baldocchi, D.D., 2005. Spatial-temporal variation in soil respiration in an oak-grass savanna ecosystem in California and its partitioning into autrophic and heterotrophic components. *Biogeochemistry* 73, 183-207.
- Tanji, K.K., Gupta, S.K., 1978. Computer simulation modelling for nitrogen in irrigated croplands. En: Nielsen, D.R., MacDonald, J.G. (Eds.) *Nitrogen in the Environment*, Academic Press, New York, pp 79-130.

- Tans, P.P., Berry, J.A., Keeling, R.E., 1993. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ observations: a new window on ocean CO_2 uptake. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 353-368.
- Tans, P.P., Fung, I.Y., Takahashi, T., 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget. *Science* 247, 1431-1438.
- Theodorou, C., Bowen, G.D., 1983. Effects of temperature, moisture and litter on nitrogen mineralization in *Pinus radiata* forest soils. *Australian Forest Research* 13, 13-119.
- Thomas, R.B., Strain, B.R., 1991. Root restriction as a factor in photosynthetic acclimation of cotton seedlings grown in elevated carbon dioxide. *Plant Physiology* 96, 627-634.
- Tirol-Padre, A., Ladha, J.K., 2004. Assessing the reliability of permanganate-oxidizable carbon as an index of soil labile carbon. *Soil Science Society of America Journal* 68, 969-978.
- Tisdall, J.M., 1996. Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter. En: Carter, M.R., Stewart, B.A. (Eds.) *Structure and organic matter storage in agricultural soils*, CRC, Lewis Publisher, Boca Raton, Florida, USA, pp 57-95.
- Tolley, L.C., Strain, B.R., 1984. Effects of CO_2 enrichment and water stress on growth of *Liquidambar styraciflua* and *Pinus taeda* seedlings. *Canadian Journal of Botany* 62, 2135-2139.
- Tosca, C., 1986. Le cycle de l'azote dans les milieux supraforestiers des Pyrénées centrales: minéralisation de l'azote dans les sols des pelouses subalpines. *Acta Ecologica and Oecologia Plantarum* 7, 53-73.
- Townsend, A.R., Braswell, B.H., Holland, E.A., Penner, J.E., 1996. Spatial and temporal patterns in terrestrial carbon storage due to deposition of fossil fuel nitrogen. *Ecological Applications* 6, 806-814.
- Townsend, A.R., Vitousek, P.M., Trumbore, S.E., 1995. Soil organic matter dynamics along gradients in temperature and land use on the island of Hawaii. *Ecology* 76, 721-733.
- Trabalka, J.R., 1985. *Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle*. US Department of Energy, Washington, USA.
- Trabalka, J.R., Reichle, D.E. (Eds.), 1986. *The changing carbon cycle, a global analysis*, Springer-Verlag, New York, 592 pp.
- Trasar-Cepeda, C., Camiña, F., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., 1999. An improved method to measure catalase activity in soils. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 483-485.

- Trasar-Cepeda, C., Gil-Sotres, F., Leirós, M.C., 2007. Thermodynamic parameters of enzymes in grassland soils from Galicia, NW Spain. *Soil Biology and Biochemistry* 39, 311-319.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., 2000. Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in an area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): specific parameters. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 747-755.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., 2008a. Hydrolytic enzyme activities in agricultural and forest soils. Some implications for their use as indicators of soil quality. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 2146-2155.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Seoane, S., Gil-Sotres, F., 2008b. Biochemical properties of soils under crop rotation. *Applied Soil Ecology* 39, 133-143.
- Trumbore, S.E., 1997. Potencial responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proceedings of the National Academic of Sciences USA* 94, 8284-8291.
- Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Amundson, R., 1966. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science* 272, 393-396.
- Trumbore, S.E., Davidson, E.A., Decamargo, P.B., Nepstad, D.C., Martinelli, L.A., 1995. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 515-528.
- Updegraff, K., Pastor, J., Bridgham, S.D., Johnson, C.A., 1995. Environmental and substrate controls over carbon and nitrogen mineralization in northern wetlands. *Ecological Applications* 5, 151-163.
- Vallejo, V.R., Díaz-Fierros, F., de la Rosa, D., 2005. Recursos edáficos. En: Oficina Española de Cambio Climático (Eds.) *Evaluación de los Impactos del Cambio Climático en España (ECCE)*, capítulo 8, Informe anual 2005.
- van Breemen, N., Jenkins, A., Wright, R.F., Beerling, D.J., Arp, W. J., Berendse, F., Beier, C., Collins, R., van Dam, D., Rasmussen, L., Verburg, P.S.J., Wills, M.A., 1998. Impacts of elevated carbon dioxide and temperature on a boreal forest ecosystem (CLIMEX project). *Ecosystems*.
- Van-Camp, L., Bujarrabal, B., Gentile, A.R., Jones, R., Montanerella, L., Olazabal, C., Selvaradjou S., 2004. Organic matter and biodiversity, en Reports of the technical working groups 3. *Europeam Environment Agency*.
- Van Wijk, M.T., Clemmensen, K.E., Shaver, G. R., Williams, M., Callaghan, T.V., Chapin III, F.S., Cornelissen, J.H.C., Gough, L., Hobbie, S.E., Jonasson, S., Lee, J.A.,

- Michelsen, A., Press, M.C., Richardson, S.J., Rueth, H., 2003. Long-term ecosystem level experiments at Toolik Lake, Alaska, and at Abisko, Northern Sweden: Generalizations and differences in ecosystem and plant type responses to global change. *Global Change Biology* 10, 105-123.
- Vesterdal, L., Dalsgaard, M., Felby, C., Raulund-Rasmussen, K., Jorgensen, B.B., 1995. Effects of thinning and soil properties on accumulation of carbon, nitrogen and phosphorus in the forest floor of Norway spruce stands. *Forest Ecology and Management* 77, 1-10.
- Vesterdal, L., Leifeld, J., 2007. Land-use change and management effects on soil carbon sequestration: Forestry and agriculture. En: Jandl, R, Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, COST Action 639, Vienna, pp 25-32.
- Vesterdal, L., Raulund-Rasmussen, K., 1998. Forest floor chemistry under seven tree species along a soil fertility gradient. *Canadian Journal of Forest Research* 28, 1636-1647.
- Vesterdal, L., Rosenquist, L., van der Salm, C., Hansen, K., Groenenberg, B.-J., Johansson, M.-B., 2007a. Carbon sequestration in soil and biomass following afforestation experiences from oak and Norway spruce chronosequences in Denmark, Sweden and the Netherlands. En: Heil, G., Muys, B., Hansen, K. (Eds.), *Environmental effects of afforestation in North-Western Europe –from field observations to decision support*, Springer, pp 19-52.
- Vesterdal, L., Schimdt, I.K., Callesen, I., Nilsson, L.O., Gundersen, P., 2007b. Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. *Forest Ecology and Management* 208, 125-136.
- Volk, T., 1989. Rise of angiosperms as a factor in long-term climatic cooling. *Geology* 17, 107-110.
- von Mersi, W., Schinner, F., 1991. An improved and accurate method for determining the dehydrogenase activity in soils with idonitrotetrazolium chloride. *Biology and Fertility of Soils* 11, 216-220.
- Walker, J.C.G., Hays, P.B., Kasting, J.F., 1981. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 86, 9776-9782.
- Wallace, D.W.R., 1995. *Monitoring global ocean inventories*, OOSDP Background Report 5, Ocean Observatory System Development Panel, Texas, A&M University, Texas, USA.

- Walse, C., Berg, B., Sverdrup, H., 1998. Review and synthesis of experimental data on organic matter decomposition with respect to the effects of temperature, moisture, and acidity. *Environmental Reviews* 6, 25-40.
- Walter, B.P., Heimann, M., Shannon, R.D., White, J.R., 1996. A process-based model to derive methane emission from natural wetlands. *Geophysical Research Letters* 23, 3731-3734.
- Wang, F.L., Bettany, J.R., 1995. Carbon and nitrogen losses from undisturbed soil columns under short-term flooding conditions. *Canadian Journal of Soil Science* 75, 333-341.
- Wanninkhof, R., 1982. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research* 97, 7373-7383.
- Wardle, D.A., 1993. Changes in the microbial biomass and metabolic quotient during leaf litter succession in some New Zealand forest and scrubland ecosystems. *Functional Ecology* 7, 346-355.
- Wardle, D.A., 2002. *Communities and Ecosystems: Linking the above ground and belowground components*, Monographs in Population Biology 34, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA.
- Wardle, D.A., Lavelle, P., 1997. Linkages between soil biota, plant litter quality and decomposition. En: Cadish, G., Giller, K.E. (Eds.) *Driven by Nature, Plant litter quality and decomposition*, CAB International, UK, pp 107-124.
- Watson, W. et al., 2001. *Land use, land-use change and forestry*, Intergovernmental Panel on Climate Change. Special Report, Cambridge University Press, UK.
- Watts, D.G., Hanks, R.J., 1978. A soil-water-nitrogen model for irrigated corn on sandy soils. *Soil Science Society of America Journal* 42, 492-499.
- Weier, K.L., Doran, J.W., Power, J.F., Walters, D.T., 1993. Denitrification and the dinitrogen/nitrous oxide ratio as affected by soil water, available carbon, and nitrate. *Soil Science Society of America Journal* 57, 66-72.
- Wellbrock, N., 2007. Strategy for estimating C stocks in German forest soils based on forest inventories – Possibilities and limits. En: Jandl, R., Olsson, M. (Eds.) *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut)*, COST Action 639, Vienna, pp 99-102.
- White R.E. *Introduction to the principles and practice of soil science*. Blackwell Scicntific Publications, 2ª edición.

- Wildung, R.E., Garland, T.R., Buschbom, R.L., 1975. The interdependent effects of soil temperature and water content on soil respiration rate and plant root decomposition in arid grassland soils. *Soil Biology and Biochemistry* 7, 373-378.
- Wilson, J.M., Griffin, D.M., 1975. Water potential and the respiration of microorganisms in the soil. *Soil Biology and Biochemistry* 7, 199-204.
- Wilson, W.S., 1991. *Advances in soil organic matter research: the impact of agriculture and the environment*, Royal Society of Chemistry, Cambridge, U.K., 400 pp.
- Winn, C.D., Mackenzie, F.T., Carillo, C.J., Sabine, C.L., Karl, D.M., 1994. Air-sea carbon dioxide exchange in the North Pacific Subtropical Gyre: Implications for the global carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles* 8, 157-164.
- Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Munger, J.M., Fan, S.M., Bakwin, P.S., 1993. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science* 260, 1314-1317.
- Woodwell, G.M., 1983. *Changing Climate*, National Academic of Sciences Press, Washington DC, USA.
- Woodwell, G.M., Mackenzie, F.T. (Eds.), 1995. *Biotic feedbacks in the Global Climate system: will the warming feed the warming?*, Oxford University Press, Oxford, pp 393-411.
- Woodwell, G.M., Whittaker, R.H., Reiners, W.A., Likens, G.E., Delwiche, C.C., Botkin, D.B., 1978. The biota and the world carbon budget. *Science* 199, 141-146.
- Xiao-Ming, Z, Arandes-Pérez, B, Capó-Ramos, D, Gutiérrez-Santiago, J, Rosario-Santiago, X. 2007. Comparisons of earthworm community structure between an active pasture and an adjacent tropical wet forest. *Caribbean Journal of Sciences* 42, 311-314.
- Xu, L.K., Baldocchi, D.D., Tang, J.W., 2004. How soil moisture, rain pulses and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB4002, doi:10.1029/2004GB002281.
- Yanai, R.D., Arthur, M.A., Siccama, T.G., Federer, C.A., 2000. Challenges of measuring forest floor organic matter dynamics: Repeated measures from a chronosequence. *Forest Ecology and Management* 138, 273-283.
- Yavitt, J.B., Williams, C.J., Wieder, R.K., 1997. Production of methane and carbon dioxide in peatland ecosystems across North America: Effects of temperature, aeration, and organic chemistry of peat. *Geomicrobiology Journal* 14, 299-316.

- Zak, D.R., Colmes, W.W., MacDonald, N.W., Pregitzer, K.S., 1999. Soil temperature, matrix potential, and the kinetics of microbial respiration and nitrogen mineralization. *Soil Science Society of America Journal* 63, 575-584.
- Zak, D.R., Pregitzer, K.S., Curtis, P.S., Teeri, J.A., Fogel, R.F., Randlett, D.L., 1993. Elevated atmospheric CO₂ and feedback between the carbon and nitrogen cycles. *Plant and Soil* 151, 105-117.
- Zak, D.R., Pregitzer, K.S., King, J.S., Holmes, W.E., 2000. Elevated atmospheric CO₂, fine roots and the response of soil microorganisms: a review and hypothesis. *New Phytologist* 141, 201-222.